

岩石礦物礦床學

第十六卷 第二號

(昭和十一年八月一日)

研究報文

- | | |
|--|-------------------------|
| 東部津輕油田の構造..... | {理學博士 高橋純一男
理學士 八木次男 |
| 無定位薄片により單斜礦物特に輝石及
び角閃石の消光角を測定する一方法..... | 理學士 根本忠寛 |
| 薩南硫黃島新島第二回調査概報..... | 理學士 田中館秀三 |

研究短報文

- | | |
|-------------------------|------------------------|
| Cancrinite の空間群の再檢..... | 理學博士 高根勝利 |
| 一新礦物ルテノスミリヂウム..... | 理學博士 青山新一 |
| 淺間火山の熔岩の微量成分..... | 理學博士 木村健二郎
理學士 伊藤春三 |

評論及雜錄

- | | |
|--------------------|------------|
| 方鉛礦中の銀に就て (2)..... | 理學博士 渡邊萬次郎 |
|--------------------|------------|

抄 錄

- | | | |
|---------|---------------------------|------|
| 礦物學及結晶學 | アルバイト式雙晶をなせる斜長石の對稱消光角について | 外16件 |
| 岩石學及火山學 | 對照的分化作用の概念 | 外8件 |
| 金屬礦床學 | 鉛及亞鉛礦物の熱水實驗 | 外5件 |
| 窯業原料礦物 | 高溫に於ける磁器の流性 | 外5件 |
| 石 炭 | 獨逸產褐炭灰中に於ける稀有元素 | 外1件 |

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jur-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Sudzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass.-Professor at Tokyo Imperial University.

Assistant Secretary.

Kunikatsu Seto, Ass.-Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass.-Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Junpei Harada, *R. S.*

Fujio Homma, *R. S.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Ryôhei Katayama, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Matsubara, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjiro Nakao, *R. S.*

Seijirô Noda, *R. S.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Veijirô Sagawa, *R. S.*

Toshitsuna Sasaki, *H. S.*

Isudzu Sugimoto, *K. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takenouchi, *K. H.*

Hidezô Tanakadatê, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Shigeyasu Tokunaga, *R. H., K. H.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Yoshinori Kawano,

Isamu Matiba,

Osatoshi Nakano,

Tadahiro Nemoto,

Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,

Rensaku Suzuki,

Jun-ichi Takahashi,

Katsutoshi Takané,

Tsunehiko Takenouchi,

Shizuo Tsurumi,

Manjirô Watanabé,

Shinroku Watanabé,

Tsugio Yagi,

Bumpei Yoshiki,

岩石礦物礦床學

第十六卷 第二號

昭和十一年八月一日

研究報文

東部津輕油田の構造

理學博士 高橋 純一

理學士 八木 次男

構造上の特徵

東部津輕油田に於ける各地層の岩石學的對比、その層序、石油母層等の概要は既に本誌前號に報ずる所ありたるを以て、こゝにはその構造と石油集中の關係に就て、筆者等の解析結果を略述せんとするものなり。

本油田の構造上の特徵として擧ぐ可きは、(1)津輕半島の脊梁を形成して津輕盆地の東部南部の周邊を限る丘陵帶は數個の構造元の連接によつて成り、(2)後者は何れも一種の構造圓頂丘^{ドーム}に相當し、東西2系の雁行列に配置せられ、(3)龍飛・小泊の兩岬より起る四ッ瀧・袴腰・梵珠(馬ノ神)の3圓頂丘は上の西系に相當し、後の2圓頂丘間に於て著しく東方に彎凸し、各圓頂丘の背斜軸は東方に傾倒してそれ等の東邊に顯著なる衝上斷層線を發達せしめ、(4)その結果は東側に並走する向斜帶(三厩・蟹田・新城・浪岡)に多くの副褶曲並びに斷層線を生ぜしめ、(5)また陸奥灣口を扼する平館圓頂

丘に起る東系列の南方延長はこの影響によつて青森灣底に沈み、更に地形上、西系の南方延長帯に相當する東及び南津輕丘陵帶に至れば入内・温湯・尾崎の雁行圓頂丘列によつて交代せらるゝに至る。而して(6)これ等の各圓頂丘の連接部には共心的なる副褶曲を生じ、(7)各圓頂丘の褶曲は何れも著しき非對稱構造を示し、概してその東翼地層が殆んど尖滅し、(8)また何れも中核構造を呈し、蓋層の褶曲狀態に概ね正規的乃至追従的なものも、中核部は各種火山岩の進入を受け、地層褶曲の程度また著しきものなり。これ等の關係を表示すれば第1表の如し。

即ち東西兩系に於ける最北端の構造元たる四ッ瀧及び平館は最も大規模なるも同時に著しき侵蝕を受け、含油層は纔かにその周邊に残存するに過ぎず、漸次南方の袴腰、梵珠の構造元に至るに従つて級數的にその擴かりを減じ、含油層の發達はこれに反比例してその發達を見るものなり。而して之等の構造元の長短兩軸の比率が概ね2:1に近き割合を示すは注意すべき事實たるを失はず。

第 一 表
構 造 元 の 比 較

圓頂丘	(長 軸) (短軸)			(中核層) (蓋層) (缺層)			中核部火山岩
四ッ瀧	S 30° E	25 km	15 km	1~3	4~7	8	A. B. R
袴 腰	S 20° E	15	7	3	4~8	1.2	A. B. R
梵 珠	S 5° W	7	2	3	4~8	1.2	B. R
平 館	S 25° E	18	9	2~3	4~7	1.8	A. B. R
入 内	N-S	?	0.8	3	4~8	1.2	B
溫 湯	S 25° ?	?	1.5	3	4,6,8	1,2,5,7	A. B
尾 崎	S 20°	?	1.0	3	6,8	1,2,4,5,7	D. R. B

(1) 古生層 (2) 四ッ瀧層 (3) 梵珠層 (4) 飯詰層下部 (5) 同上部
(6) 内眞部層 (7) 孫内層 (8) 鶴ヶ坂層(浮石層) (A) 安山岩 (B) 玄武岩 (R) 流紋岩 (D) 石英安山岩

東系列の南部、即ち奥羽本線以南の地域に發達する構造元は、地形低平にして三紀上部層(第一表8)及び洪積層火山岩屑等に被覆せられ、その擴り

を知り難きも、河谷等に露出する中核層の分布より見れば何れも小規模なるもの、如く、その長短兩軸の比率が上記と同様なるものと假定すれば、第1表によつてその長軸の長さを算出するを得可し。この地域の構造元に就き特に注意すべきは南方に至るに従ひ、堆積間隙、即ち缺層の増加する事實(第1表)にして、石油母層の最下部(3 梵珠層)が直ちに内眞部層(6)等に被覆せられ、石油露頭(浸出)の分布甚だ多きも、石油母層並びにその初成礦床の大部は既に削剝せられたるものなり。而してこの最後の事實は梵珠・四ツ瀧兩圓頂丘の對曲部に於て梵珠層乃至飯詰層下部の初次礦床(油砂層)を露出せると好個の對照をなすものなり。

本油田の一部は要塞地帯に近接するを以て、斷面圖による各構造元の侵蝕度比較は之を避くるも、要するに北方の構造元ほど隆起量が著しく、從つて侵蝕量も最大にして、之等の傾向は漸次南方に減じ、所謂 *Ausstreichung* の程度が小となつて多少正規圓頂丘に近似するに至るものなり。然るに南方地域に於ける構造元に於ては、上述の如く新三紀時代に於て一旦削剝を受けたるの事實は、北方地域の *Ausstreichen* と共に本油田の經濟的價值を減ずるものなりと云はざる可らず。

然れども本油田は上述の如く構造元の構成及び侵蝕の各種の階相を示し、石油礦床學上、極めて重要な典型を示すものと云ふ可く、假令鑿井その他の方法によるも容易に窺知し難き地下構造の機構を證示するのみならず、また含油層堆積當時の火山活動と地層堆積の關係を推定すべき事實材料を提供するものなり。而して當時に於ける火山活動は含油層の堆積並びに褶曲構造と極めて密接なる關係に存するを以て、次に中核層に現はる、火山岩と堆積週律の關係を述ぶ可し。

堆 積 週 律 と 火 山 活 動

本邦含油層が特殊なる海侵・海退累層に屬する事實は、筆者の1人の夙

に指摘せる所なり。¹⁾こゝに海侵・海退と稱するものは可搖的な地向斜帶に起る海深の變動を意味し、かの大陸運動に連關するものに非ざるは云ふをまたず。本地域に於ける新三紀層の堆積は北海道渡島の福山層に對比す可き四ツ瀧層に始まり、古生層及び花崗岩等より成る基盤地質の局部的沈降によつて所謂基底變岩層を發達せしめ（福山）、次で基性なる安山岩質凝灰岩層の堆積となり、後者は次第に上方に基性を減じ、遂に trachyte tuff の堆積に終り、こゝに 1 週期を劃するものなり。本層は各種の火山岩脈に貫かるゝも、何れもその迸發は本層の生成以後に屬し、その堆積と同時に思爲せらるゝ熔岩層は未だ發見せらるゝに至らず、殆んど全部凝灰岩層（迸發根源に近接せる）のみによつて構成せらるゝものなり。

而して四ツ瀧層堆積末期に於ては、その少くとも 1 部は陸地となつて剝削を受けたる事は、梵珠層に相當する台島層下部の炭質物を含む瀨海層（オイル・シェール、耐火粘土、瀉及び三角洲堆積等）によつて知るを得可く、後者の當初に於ける海侵は垂直的よりも水平的に擴がり、その分布は少くとも奥羽山脈附近（同山脈の石油露頭は本層に由來）に達したるものなり。梵珠層堆積當時の海深は、これに對比す可き台島層（西黒澤層）の 1 部にありては 2~3000 m の程度と推定せらるゝも、本地域に於けるものは之よりも多少淺海相に屬するものなり。本層は下部より上部に海深増加の傾向あり、その比較的下帶には基性安山岩質綠色凝灰岩、及び往々玄武岩と呼稱せらるゝ安山岩床（珪酸 60% 内外これ等の化學成分に就ては後報する所ある可し）が發達し、後者の梵珠以北の構造元（及び温湯）の中核を形成する事、西津輕油田の大戸瀨安山岩等とも同様な關係を示すものなり。而して本層の綠色凝灰岩層はその上方に酸性となる事、四ツ瀧層に於けると同様に、背斜構造の中核部には眞珠岩質、凝灰岩、斜長流紋岩床の迸發

1) 石油礦新論、大正 10 年

を見るに至る。梵珠層は斯の如く火山活動の第2回の週期に相當するも、これを被覆する飯詰層下部とは部分的不整合の關係にあり、従つて流紋岩の活動は所によつては繼續せられたるものなり。

飯詰層下部は、その水平的分布は廣からざれども海深は最大に達して珪質油母頁岩層を堆積し、之と互層する所謂綠色凝灰岩層は運搬洶別の証跡を残して次第に上方に不純となり、遂に灰白色の砂岩狀を呈するに至る。珪質頁岩には猶ほ多少の火山性硝子の微粒を含むも、その大部は有機源（四射六射海綿、珪藻）の珪酸より成るものなり。珪質頁岩層の堆積當時（乃至直後）に於ける火山活動は、上記流紋岩の局部的、殘留的迸發のほか、玄武岩床の迸發が行はれ、後者は梵珠層の硬質頁岩に接觸變質を與へ、また飯詰層の珪質頁岩も輕度の變質（主として下盤のみ）を見る事あるも、一般に硝子質にして氣泡に富み（沸石、方解石、玉髓の填充を見る）、石基の一部はパラゴニト化され、また角礫層を作ふものなり。

飯詰層上部に至れば海深は次第に減じて單射海綿の骨針を増し、凝灰岩層は火成岩以外の材料を混じて不純なるもの多く、上位に至れば石英安山岩質となり、後者は内眞部層上半に至つてその發達著しく、尾崎村附近に於ては石英安山岩脈の迸發を見るに至る。飯詰層下部末期の玄武岩迸發（海底）より内眞部層上部の石英安山岩の活動に至る中間に於ても、他地方に於ては局部的なる兩輝石安山岩迸發の形跡なきに非ざるも、少くとも津輕地方に於ては、この期間を以て火山活動の第三週期と見做し得可し。

以上の如く、本地方に於ける新三紀層の各種火山岩床と、これ等に相等する夫々の凝灰岩層との關係は、他の内地油田に於けると略同様にして、兩者の間の岩石的、化學組成の異動は相互の水平的（地理的）並びに垂直的（層位的）距離によつて定まり、凝灰岩層が同種岩床迸發の根源を遠く離れて堆積するか、また再堆積によつて後者の上層位に現はる、場合に於ては、前者

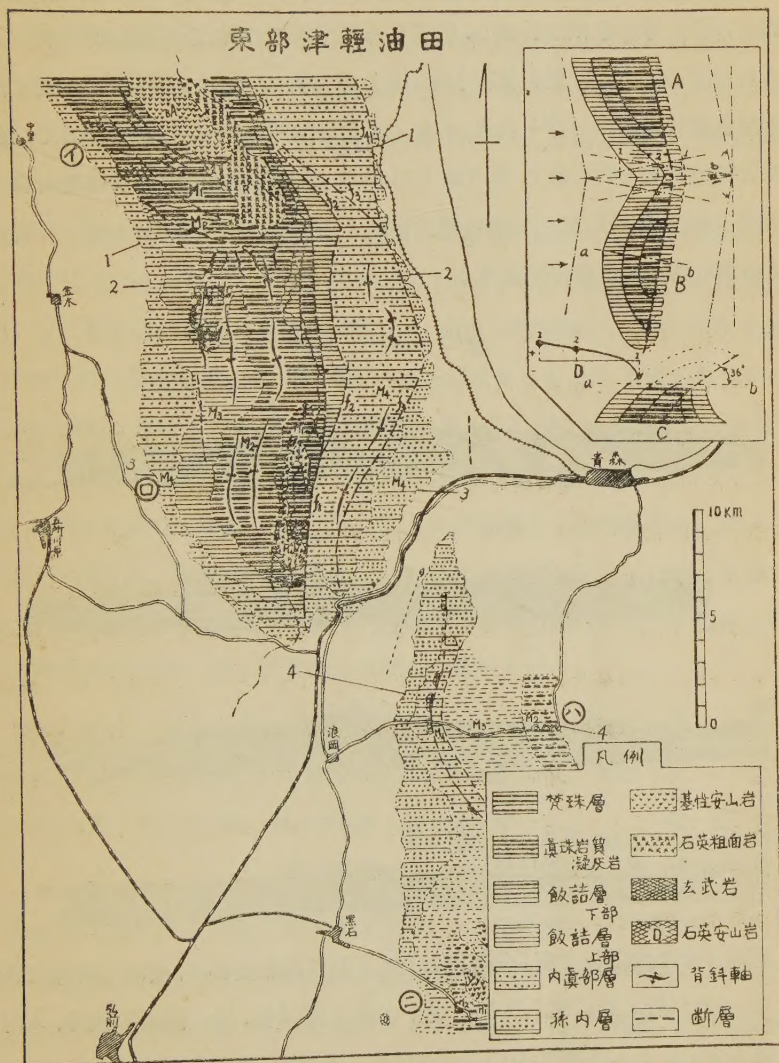
の珪礫比は次第に後者よりも大となるものなり。而して上述の含油層に認め得らるゝ火山活動の3回の週期なるものは、要するに水成岩の層序と火山岩床及び凝灰岩層の産狀關係の觀察結果による事實材料たるに留まり、概して云へば基性火山岩の迸發は含油層堆積期を通じ、その海深増大期(沈降期)に相當し、漸次海深の減少(堆積、隆起)に伴つて酸性岩の迸發に移過する傾向あるを認め得可し。

褶曲と火山岩の關係

本地方の構造元(圓頂丘)に於ては、その背斜構造の附近に各種の火山岩の岩床が發達し、これ等は一見 phacolithic 乃至 laccolitic intrusion なるやの觀を呈するも、事實は斯の如く單純ならざるものなり。

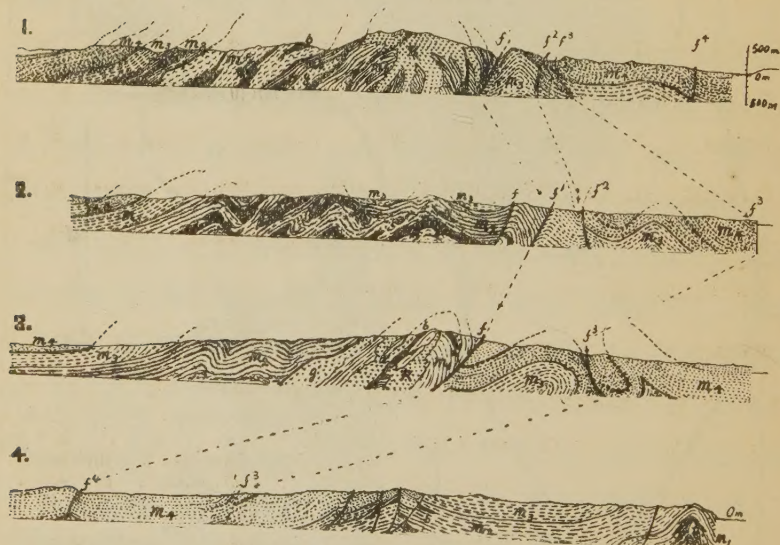
四ツ瀧層及び古生層、花崗岩は新三紀層褶曲の狹義の中核層(Kernschichten)を形成して梵珠層堆積當時の海底埋丘に相當し、後者の褶曲に當つては構造圓頂丘の中心部を構成し、或は該褶曲の抵抗翼、即ち一種の Faltungsramen を形成するものなり。本地域に於ては四ツ瀧・平館の兩構造元(第一圖外の北方)にこの關係を認め得可し。元來、梵珠層に相當する台島層、追良瀬層、院内層等は、その直ちに花崗岩、古生層等の基盤地質上に堆積して而かもその發達良好ならざる(比較的薄層)場合には、その褶曲、變質の程度一般に弱く、その瀕海的堆積相と相俟つて往々にして若き新三紀層と誤認せらるゝ事あり。然るに本地域に於ける梵珠層は、上記の中核層の周圍に發達して之と調和的なる褶曲構造を示し、四ツ瀧及び袴腰(第1圖1)の兩圓頂丘體の對曲部(圖外、約 170°)に於ては、兩者の中間に逆さV字形を呈する背斜軸が北東に彎凸し、よく上述の海底埋丘の關係を示すものなり。而して梵珠層は梵珠(馬ノ神第1圖ロ)圓頂丘に於ては比較的完全なる圓頂丘構造を示してその中核部を形成し、そのほか、入内(同ハ)、温湯(同ニ)、尾崎(同圖外の南方)に於ても類似の現象を認め得可し。

第 一 圖



梵珠層の下半部に發達する基性凝灰岩層は所謂玄武岩質安山岩床の迸入を受け、後者は概ね背斜構造の軸部に露出して四ッ瀧、平館及び袴腰（第1圖1, BA）等の中核を形成し、同様な關係は西津輕、能代油田等に於てもこれを認め得可し。斜長流紋岩床（第1, 第2圖の R）は、梵珠層上半部に多き綠色凝灰岩層の一部を貫き、或は之と累層的關係を示し、袴腰に於ては眞珠岩質凝灰層（第1圖1, 第2圖1の m_p ）を伴つて上記玄武岩質安山岩の周邊を被ひ、梵珠に於ても綠色凝灰岩層と調和的に褶曲し（第1圖ロ）、何れも圓頂丘構造の中核部に露はる。

第 二 圖



玄武岩床は飯詰層下部（珪質頁岩）以下の各地層を貫き、或はこれ等に迸入し、水成岩層と共に褶曲作用を受く（第1圖, 2圖, b）。浪岡の東方、入内圓頂丘を中心とし半徑5kmの外周を走る構造線（孫内斷層）に沿ひ、所々に玄武岩の露出があり、概ね内眞部層を貫く岩脈狀の外觀を呈するも、仔細

にその産状を検すればその内眞部層に對する關係は第 2 圖 4 に示す如く異常接觸に屬し、内孫内澤に於ては珪質頁岩層中に全く同種の玄武岩床を挟み、その内眞部層内に存するものと背斜狀の對曲を示し、後者の露出は飯詰層下部の侵蝕、及びその後の褶曲運動の結果なるを示すものなり。入内圓頂丘の核部にも玄武岩床が綠色凝灰岩層と互層し、これと上記の孫内斷層とは 4.5~5 km の距離を保つ。

袴腰、梵珠の圓頂丘に於ても上と同様な關係が認められ、中核部の綠色凝灰岩層又は眞珠岩層内には玄武岩の迸入岩床が多く、飯詰層下部(珪質頁岩)には熔岩流に近き玄武岩床が存在し、後者の兩圓頂丘の 160° の對曲部の内側(第 1 圖の金木の東、第 2 圖の 2)に露出するものは上例と異つて著しく中核部に近接するも、而かも珪質頁岩層と共に激しき褶曲作用を受け、これによる地層短縮率を算出すれば、その迸發の原位置は現位よりも 4~5 km の西方に存せしを知り得可し。即ち入内圓頂丘と孫内斷層とに於ける玄武岩の産状は、袴腰、梵珠兩圓頂丘に於ける過剩褶曲以前の狀態に相當するものにして、當時に於ける玄武岩の迸發は、現在の構造と一定の關係に存する特定の構造線に沿ふて起れるを知るを得可し。

凝灰岩層	石英安山岩質凝灰岩層		斜長流紋岩質凝灰岩層		基性凝灰岩層
層 序	(5)上部(白色)	(4)下部(白色)	(3)上部(眞綠)	(2) 下部	(1)
主要火山岩	輝石安山岩	輝石安山岩 石英安山岩	石英安山岩 斜長流紋岩 玄 武 岩	斜長流紋岩 輝石安山岩	粗 面 岩 角閃安山岩 輝石安山岩

飯詰層上部は火山活動の靜止期に相當し、その末期より内眞部層に亘つて流紋岩質、乃至石英安山岩質凝灰質砂岩の急速なる堆積の行はれたるは上述の如し。凝灰岩層の層厚は場所によりて著しく異り、袴腰、梵珠兩圓頂丘對曲部の東邊、及び淺瀬石川以南(第一圖ニ)に最も厚く、その他に於ては尖縮されて灰色頁岩、或は砂質頁岩を主とする薄層となる。その特徴は頁

岩、砂岩中に單乃至四射海綿の骨針、珧藻等を含み、その堆積環境は飯詰層に比し漸次に海深減少の傾向著しく、その變化は動搖的なりしものゝ如きも、なほ概して連續累層と認め得可し。

孫内層は各構造元の周邊を圍む低丘部 (100 m~60 m) を構成し、内眞部層に比して褶曲度、堆積物及び堆積相を異にす。一般に海濱、沿岸性の堆積にして標式的なる凝灰岩層を含まず、その褶曲度は内眞部層が屢々 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ に急斜し著しき褶曲斷層を作ふに比して一般に弱く斷層附近を除けば $5^{\circ}\sim 15^{\circ}$ なるを例とす。之を不整合に被覆する鶴ヶ坂層は浮石の堆積を主とし、層内褶曲の現象多く、その傾斜は局部變動甚しきも、その逆發源は地域外 (恐らく八甲田、十和田地方) に存するものなり。

以上を要するに本地域の主要褶曲期は孫内層堆積以前、内眞部層 (m_4) 堆積後に行はれたるを知り得可く、後續作用は孫内、鶴ヶ坂層の堆積期を通じ、比較的近代に及べるものなり。而して本地域の各種火山岩床、並びに夫々の凝灰岩層は何れも主要褶曲期以前の逆發に係はるものなり。而して之等の火山岩床は、その後期の活動に係はるものは、次第に最初の逆發中心 (即ち各圓頂丘の中核部) を遠かる傾向あり、それ等が中核部に近く存在する場合は、以後に行はれたる過剰褶曲の結果なること多く、從つて主要褶曲期以前に於ても、初次的褶曲 (梵珠層堆積後) の行れたるを知り得可く、また主要褶曲期なるものも、堆積の進行に伴ふて比較的長期間に亘つて行はれたるを推し得可し (未完)。

無定位薄片により單斜礦物特に輝石 及び角閃石の消光角を測定する方法

理 學 士 根 本 忠 寛

I 緒 言

岩石薄片に於けるが如く任意の方向に切斷された單斜礦物、特に輝石及び角閃石の消光角 ($Z\wedge c$) を測定するためには、從來 $[001]$ 晶帶に略々平行に切斷された結晶を數多く選出し、その最大値を以て眞の消光角に近似せるものと認める程度で満足せねばならなかつた。このやうにして求めた消光角 ($Z'\wedge c'$) は人體眞の消光角に近い値ではあるが、偶然 (010) に平行に切られた薄片を見出さない限りは眞の消光角 ($Z\wedge c$) を求めることは出来ない。最近 C. Burri¹⁾ は universal stage の利用によつて、任意の方向に切斷された單斜輝石及び角閃石の消光角を測定する一新方法を案出した。この方法は次に抄記するやうにその原理及び操作共に簡單ではあるが、測定上の誤差を生じ易い缺點がある。又 H. Nieland²⁾ は Burri 法を少しく改變した方法を提出してゐる。筆者は Burri 法を改案し、更に誤差を少なからしめるために以下述べやうとする新方法を考案した。

II Burri 法及 Nieland 法

先づ比較のため Burri 法及び Nieland 法の原理及び操作を簡単に記述する事とする。

A. Burri 法

原理。結晶軸 c は $[001]$ 晶帶軸に平行なる事から、(010) 及び (110) を夫

1) C. Burri, Schweiz. Min. Petrog. Mitt., Bd. 11, SS. 285~289, 1931.

2) H. Nieland, Cbl. Min. Geol. Paläont., A, SS. 215~218, 1932.

々光學彈性軸 Y 及び劈開面によつて投影し、これら二點を通る大圓即ち $[001]$ 晶帶を描けば、この大圓の極は c 軸となる。かくして決定された c と先に投影された Z とのなす角を網圖上にて讀めば、これが求むる消光角である。

操作。 (1) 先づ測定せんとする薄片の光學要素即ち 3 彈性軸 (X, Y, Z) 及び 3 彈性軸面 (XY, XZ, YZ) を投影す。

(2) 次に劈開面, Sp (110) を投影し, Sp 及び Y を通る大圓を描く。

(3) 更にこの大圓の極 (p) を求める。この場合に p は XZ を含む大圓上になければならない。

(4) 最後に c と Z とのなす角を網圖上にて求める。

誤差。 (1) の操作はその性質上比較的誤差を生じ難いが、(2) の劈開面を投影する事は數度内外の誤差を生じ易く、そのために極 (p) 即ち c 軸の位置を精確に求める事は至難である。

上記のやうに本法はその原理及び操作共に簡單ではあるが、universal stage の使用に熟達せざる限り大なる精密度を期待し難い缺點がある。

B. Nieland 法

操作。 (1) 光學要素及び劈開面の投影後, A_1 及び A_2 (M. Berek の記號による) の廻轉により Y 即ち b 軸を鏡筒軸に一致せしめる。

(2) 次に A_3 又は A_5 の廻轉によつて (010) 上に於ける劈開の方向即ち c 軸の方向を十字線の南北線に平行ならしめる。

(3) 最後に A_5 を廻轉し消光の位置に來らしむれば、その廻轉角が求める消光角 ($Z \wedge c$) となる。

尙本法は c 軸の方向を定めるために、劈開面の代りに (100) の双晶面を利用し得べき事を附記してゐる。

上述の如く本法は劈開面投影後 c 軸の方向を決定する方法に於て、前記

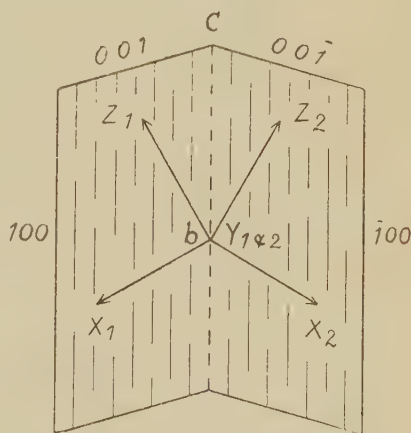
Burri 法と異なつてゐる。即ち Burri 法が圖式的に求めるに反し、本法は universal stage の諸軸の廻轉によつて (010) 上に於ける c 軸の方向を直接に決定するものである。然し劈開面を利用する點に於て兩者共全く同一であり、従つて Burri 法と同じく劈開面投影上の誤差を免れ難い。

III 筆 者 の 方 法

原理 單斜礦物特に輝石及び角閃石の大部分は (010) に平行な光軸面を有し、且 (100) を双晶面とする双晶をなすものが多い。 本法はこれらの性質を利用し、双晶をなす兩双晶片の 3 光學彈性軸 (X, Y, Z) を universal stage によつて投影し、かくして得られた投影圖より c 軸を求め、 $Z \wedge c$ の値を測定しやうとするものである。

第 一 圖

單斜礦物に於て (100) を双晶面とする兩双晶片の (010) に平行なる面、即ち光軸面上に於ける結晶方位及び光學方位は第一圖に示す如くである (圖が混雜するために結晶軸 a 及び光軸を省略した)。同圖に於て明かなる如く、兩双晶片の Y_1 及び Y_2 が平行なるため XZ 面も互に平行となり、且兩双晶片の Z 及び X は夫々 c 軸と相等しい角をなしで交る。



(100) を双晶面とする單斜礦物兩双晶片の結晶方位及び光學方位

$$Z_1 \wedge c = Z_2 \wedge c \quad X_1 \wedge c = X_2 \wedge c$$

故に兩双晶片の X, Y, Z が投影されれば、弧 $Z_1 Z_2$ 或は弧 $X_1 X_2$ の中點を取る事によつて c 軸の位置が決定され、かくして $Z \wedge c$ の値は網圖上より直ちに求められる。

操作 (1) 先づ測定せんとする双晶片を選出する。双晶片は如何なる方向に切斷されたものでも差支ないが、測定の精確を期するためには 3 彈性軸面が實際に觀察されるやうな薄片が望ましい。然しこのやうに適當に切られた薄片は比較的少く、多くは 2 彈性軸面しか實際には觀察されず、他の 1 彈性軸面は網圖上にて圖式的に求める場合が少くない。この場合には前者に比し少しく精密度を減ずるのは止むを得ないが、その際精密度を高めるためには、切斷面と光軸面とのなす角が $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 以上のものよりも、それ以下のものを選択すればよい。何となれば前者の場合には實際に投影される 2 彈性軸面中 1 は光軸面であるからである。光軸面を觀察し得られる事は光軸角を求めるには便であるが、光軸分散が行はれるために光軸附近では完全に消光せず、従つて光軸面の位置を精確に決定し難い不便がある。之に反し後者の場合には實際に投影する彈性軸面が XY 及び YZ 兩者であるために、その消光は鋭敏である。従つて 2 彈性軸面及びそれらの極である X 及び Z を精確に投影する事が出来、前者に比してその精密度を増大し得る事となる。無定位薄片を觀察して、前者に近いが、或は後者に近いかはその輪廓、劈開及び双晶面の方向、並びに複屈折の程度等によつて容易に判斷される。

(2) Universal stage によつて兩双晶片の光學彈性軸及び彈性軸面を投影する。この際兩双晶片の Y 及び XZ 面が夫々一致せねばならぬ事實から、圖示された投影が正しく行はれたかどうか判定出来る。又普通輝石の如く $Z \wedge c$ が 45° に近い値を有するものに於ては、特に XY 及び YZ 兩面の位置を精確ならしめる事に注意し、兩双晶片の X 及び Z が夫々反對に重ならないやうにせねばならない。

(3) 同一大圓上にある弧 $Z_1 Z_2$ 或は弧 $X_1 X_2$ の中點 c を網圖上で求める。この c は結晶軸 c の投影點である。

(4) 次に c と Z との角を網圖上にてよめば、これが求める消光角である。

(5) 消光角の測定には直接關係はないが、觀察しつゝある双晶の種類をより明確ならしめるために實際の双晶面を投影する。若しこれ (100) を双晶面とする双晶ならば、その投影は c 及び $Y(b)$ を通る大圓と一致すべき筈である。

誤差 本法は兩双晶片の光學彈性軸及び彈性軸面を投影するのみであつて、Burri 法の如く劈開面の投影を要しないために、生じ得べき誤差は後者に比し半減する事となる。この投影上の唯一の誤差は操作を綿密に行ふ事によつて大部分除去せられるが、尙薄片の切斷方向如何に影響せられる事が少くないから、操作(1)に於て記した如く適當の方向に切られた双晶を豫め選定せねばならない。更に投影が正しく行はれたかどうかは、操作(2)に於て述べたやうに兩双晶片の Y 及び XZ 面の夫々の一致、並びに弧 X_1Z_2 及び弧 Z_1X_2 の角が等しいかどうかによつて判定され得るから、誤差を少なからしめるのに好都合である。従つて上記の諸事項に注意して綿密に投影を行へば、本法は可成りの精密度を期待する事が出来る。

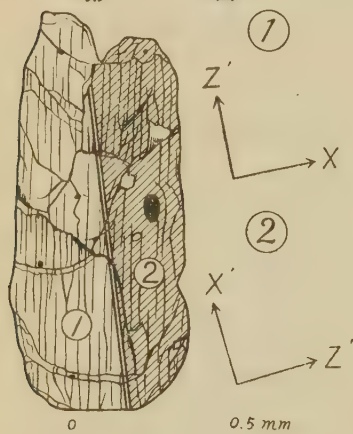
IV 測 定 例

筆者は上記の方法に従つて、主として各地の安山岩中の普通輝石及び普通角閃石斑晶につきその消光角を測定した。その一例として次に中部千島得撫島臺崎熔岩(橄欖石-複輝石-安山岩)中の普通輝石について記す事とする。

選定した薄片の輪廓及びその光學要素のステレオ投影圖は、第二圖及び第三圖に示す如くである。本輝石の切斷方向及び光學要素の排列方向を知るに便なるために、第三圖に於ては薄片面を投影面となし、且第二圖と第三圖の上下方向を同一方向に並べた。第三圖に示す如く本薄片は交軸面と

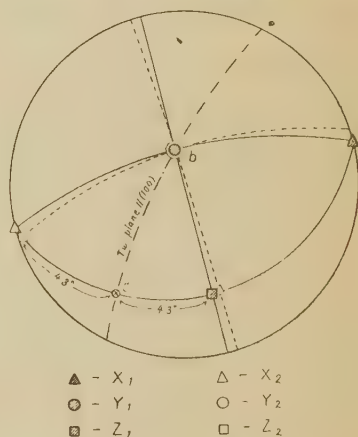
24° の角を以て交り、且偶然にも双晶片 (1) の X を含むやうに切斷されたものである。故に本例に於ては兩双晶片ともその各々の Y 及び XZ 面を實際に觀察して投影する事は不可能であるが、X, Z 及び XY 面, YZ 面等

第 二 圖



(100) を双晶面とする 普通
輝石の双晶及びその光學方位

第 三 圖



兩双晶片の光學要素の
ステレオ投影圖

は實際に求められるから、操作(1)にて述べた如く各光學要素を精確に投影する事が出来、従つて兩双晶片の XZ 面及び Y も夫々完全に一致して投影された。このやうにして決定された投影圖から、弧 $Z_1 Z_2$ 或は弧 $X_1 X_2$ の中點 c を定むる事によつて結晶軸 c の投影點を見出し、かくして c と Z とのなす角即ち消光角を網圖上にて求め、43° の値を得た。

本例の如く光軸面即ち (010) に對し 24° 傾斜し且双晶片 (1) の X を含むやうに切斷された薄片上の消光角 ($Z' \wedge c'$) を試みに普通の方法により測定して見るに、

$$\text{双 晶 片 (1)} \quad Z' \wedge c' = 48^\circ$$

$$\text{双 晶 片 (2)} \quad Z' \wedge c' = 37^\circ$$

となり、上記の方法にて求めた $\gamma/\wedge c$ の値と著しく異なつてゐる。これによつて見るに無定位薄片の消光角は、それが略々(010)に平行に切斷されたものでない限り、眞の消光角とは稍著しい差を示す事が明かである。

V 要 約

單斜礦物特に造岩礦物として最も普遍的に岩石中に存在する輝石及び角閃石の無定位薄片につき、その眞の消光角を測定する方法として、筆者は Burri 法を改案し、一新方法を案出した。それは單斜輝石及び角閃石が屢々(100)を双晶面とする双晶をなす性質を利用し、universal stage によつて兩双晶片の光學要素を投影し、かくして得られた兩双晶片の光軸面の描く同一大圓上にて、弧 Z_1 及び Z_2 (或は弧 X_1X_2) の中點 c をとりて c 軸の位置を決定し、 c と Z との角を網圖上にて求める方法である。

本法は Burri 法及び Nieland 法に比し少しく複雑にして、操作上稍々長時間を要するが、生じ得べき誤差は半減され、従つてより精確な値を得る事が出来る。然し一方に於て双晶をなし且適當の方向に切斷された薄片を選出せねばならぬ不便はあるが、單斜輝石及び角閃石の無定位薄片の消光角を測定する方法としては前記二方法より適當であると考へられる。

擧筆するに當り、本問題に關し懇切なる御指導を賜りたる鈴木教授及び原田教授に厚く謝意を表す。

(昭和 11 年 6 月 北海道帝國大學理學部地質學礦物學教室)

薩南硫黃島新島第二圖調査概報

理 學 士 田 中 館 秀 造

余は昭和 10 年 1 月鹿兒島縣硫黃島附近の海中噴火を調査せしことあり(本誌第 13 卷 4, 5, 6 號; 第 14 卷 1 號)。昭和 11 年 3 月 28 日より同 31 日

に至る間余はこれを再び調査せり。其間に得たる研究資料を次に録す。

噴 火 の 經 過

次に昭和 10 年 1 月余の第 1 次調査後の噴火に關する日誌を硫黃島小學校の硫黃島異變誌(手記)中より拔萃す。

昭和 10 年 2 月 1 日 新島は日々高さを増加しつゝあり、本日其高さ 10 間 (約 20 米)と報ぜらる。噴火は 2~3 分の週期にて發動、鳴動盛なり。浮石漂流せず。

2 月 6 日 午前 9 時 15 分強震あり。2~3 分週期にて噴火し、鳴動頻發す

2 月 7 日 東風のため部落に降灰あり。

2 月 8 日 午前 1 時、同 4 時微震あり。

2 月 10 日 新小島海面に出現し、多量の噴煙を上げつゝあり。新島の噴煙は減ぜしが如し。

2 月 13 日 ガス雨降る。かゝる雨ふれば 1 雨毎に硫黃島の植物枯死し荒涼たり。

2 月 23 日 噴出せし 2 つの新島は熔岩島なるを部落の者確かめたり。

2 月 24 日 ガス雨降る。

2 月 25 日 硫黃岳の噴煙漸次火力を増進せりとの口實にて硫黃採取の礦夫の中に業を捨て、他に職を求めしもの數名あり。

3 月 1 日 硫黃岳の噴煙は 1 時頗る増したるも近頃やゝ減じたるに非ずやと思はる。最近灰、ガス混りの雨降らず、故に區民甘藷の苗床をつくり始む。

3 月 25 日 九大松本教授學生 3 名を引き具して噴火研究の爲め來島。

3 月 26 日 同教授の測定によれば新島は長さ東西 530 m、南北 270 m、周圍 1650 m 高さ 50~60 m、新小島は長さ東西 120 m、南北 120 m、周圍 260 m、高さ 22~23 m なり。昨冬以來煙害のため常食たる甘藷缺乏し島民の生活愈々困難となれり。然れども昨今枯死せるツワ(野生蔬菜)新莖を出し食用となる。

4 月 1 日 新島、新小島の噴煙の量大に減ず。此分ならば將來降灰、ガス交りの雨降ることなきを思ふ。

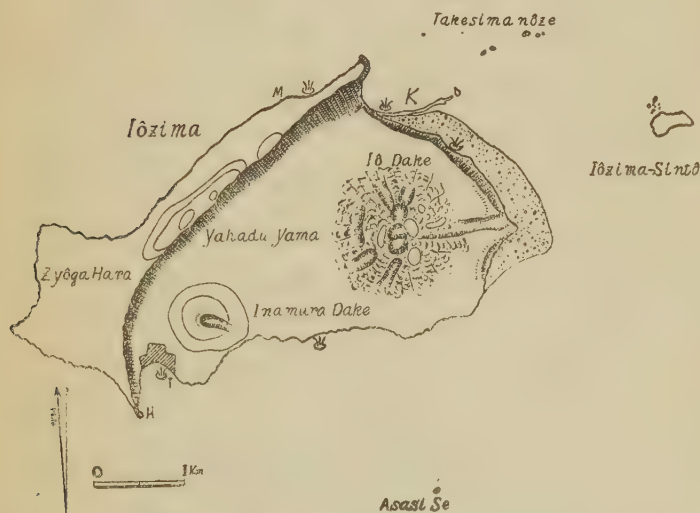
4 月 8 日 少量のガス雨降る、但し新島よりのものにあらざして硫黃岳の噴煙によるものなるべし。

なほ硫黃島鑛業所の長濱氏及び森氏は次の如く語れり。

3 月 8 日兩氏は新島の西側に沿ふて船を漕ぎ行きたるに新島も新小島も今よりは余程高さも高かりし様なり。又新島の噴く所は島の北側と真中なりし様なり。噴火は 5 分周期位に發動し岩塊を抛出しドーンドーンと鳴動

し居たり。やがて白き灰煙はグルグル舞上り、噴氣鼻をつくが故に近寄られざりしも噴火發動の休息期を見計ひ急ぎ島に船をつけて抛出岩塊を拾ひ來りしが、此等のものゝ中には徑2尺に及ぶものさへありき。

第 一 圖



硫 黄 島 概 圖

昭和10年7~8月海洋氣象臺は調査船を派して新島附近の測深をなし、又松本教授は測量技師を作ひて渡島し數日を費やして新島のトランシット測量をなし、なほ新島附近の測深をも行ひたり。此等の結果は他に詳細なる報告として公表せらるべし。而して兩測深の結果新島は海底に峙てる圓頂丘の頂部なること明なりと。又松本教授の測量當時は新島は3月26の調査時と比し大差なかりしも高さは約半減せり。又新小島は8月には最早や2個の小島に分裂し居たりといふ。

新 島 の 状 態

余は昭和11年3月30日新島に上陸し平板測量によりて大体の形を知るを得たり。當時新小島は數個の礁となりて殆んど海面下に没し去らんとし

つゝありたり。新島は東西約 500 m, 南北最大徑 270 m, 東西に長くして中央に 1 の狭き部分あり, この部は幅 200 m にして, 南北の灣入部は共に其下に砂礫の磯を伴ひたり。高さ約 25 m なり。

新島は全部多孔質浮石狀熔岩にして, 恰も中央部より湧き出てたるが如き巨大なる熔岩が堆積せるなり。熔岩の外観は所により千差萬別にして或は緻密なる所あり, 外孔質なる部分あり, 束糸狀なる所あり。又 20 m 直径の大塊はバン皮狀の龜裂を示せることあり, これ等の海面に浮き出すは海中噴火の初期浮遊せし大浮石塊たるべきは明なり。多くの場合熔岩塊は其端鋭く突出せるのみならず, 島上を縦横に走る裂隙に沿ふて急崖を示せるあり, 鰯の山を越ゆるかと思へば直ちに 15~20 m の深谷を横ぎらざるべからず。此島の頂面を一周するには少なくとも 3 時間を要するを以て見るも, 如何にその參差たる表面なるかを推し得べし。松本教授は島の中心に大噴火口を見たりといふも余は外縁部を 1 周せるのみにしてこれを見ざりき。島の四周は急崖にして低くも 7~8 m, 高きは 20 m に達す。殊に島の東北にては岩崖直立せり。たゞ例外として東の突端部は表面滑かにして歩行容易に, 岩崖も亦高からず。島の西北部にも表面の凸凹少なく低き岩崖に臨める所あり。

裂隙附近の熔岩には黄橙色の被覆物を見ることあり。成生當時附近に硫氣口の存在せしことを示すも, 現今 100° C 以上のガスを噴出しつゝあるもの少なし。

島の中央北側には灣入部には所々硫化水素の噴出する所あり, 又南側の灣入部の西側には海中より盛に硫化水素及び水蒸氣を噴出しつゝあり。

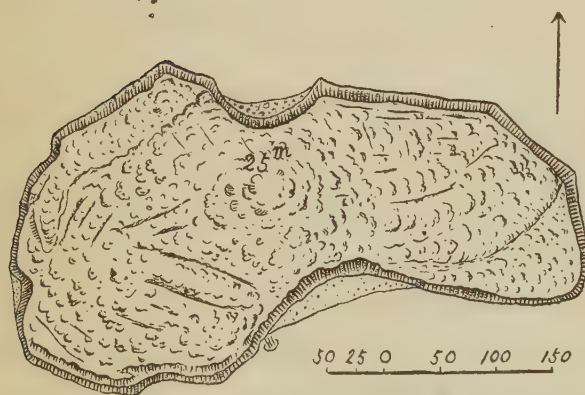
又島の上には生物を見ず, たゞ南側の熔岩崖水面下に海藻の附着せるを見たるのみ。

次に以上の中より島の大さに關する數字を次に比較す。

	前 岩	新 島	新 小 島
昭和10年 1 月 (田中館)	長さ 100m(NE) 幅 40m(NW) 高さ 5m	250 m(NS) 150 m(EW) 12 m	— — —
昭和10年 3 月 (松 本)	長 さ — 幅 — 高 さ —	530 m(EW) 270 m(NS) 50~60 m	120 m(EW) 120 m(NS) 22~23 m
昭和10年 8 月 (松 本)	長さ, 幅 — 高 さ —	3 月と殆ど同様 29 m	2 つの島に分裂 —
昭和11年 3 月	長 さ — 幅 — 高 さ —	500 m(EW) 270 m(NS) 25 m	殆ど海面下にか くると礁となれ り

第 二 圖

Iôzuma-Sintô 1936-III-20



硫 黄 島 概 圖

浮石堆積の移動 昭和 10 年 1 月の調査當時は浮石は新島附近に 3 個, K_2 , K_3 , K_4 硫黄島南方アサシ瀬の北に 1 個の島(K_1)を形成せり(本誌第 13 卷第 15 號第 1 圖)。此等の島々は此度の請査時跡方もなく消失せり。また島の南側硫黄島灣内及び稻村嶽下の海岸等に堆積せし浮石も悉く流れ去りて跡を止めず, たゞ島の 東北海岸に 裾礁の 如く幅廣く堆積せるものは 残れ

り。然れども K₅(同圖)と記せし硫黃島東北海岸ケツの濱より長く東北に突出せし洲 (bar) は、其根元の位置約 500 m 東方に移動せり、今新洲の東東北に突出せるものを平板にて測量し、これを附圖に入れたり。これは幅 10 m~50 m にして長さ 600 m 以上あり、浮石が海面上に浮沈せる島の東岸の幅廣き裾礁區域の西境をなせり。

以上の如く浮石堆積の消長は昭和 10 年秋より冬にかけ荒波に運ばれ或は消失し、或は異動せる結果なりと島人は云へり。實際上記硫黃島異變誌の昭和 10 年 4 月 1 日の見取圖には浮石島の分布は余の調査當時と大差なく記しあり、又島人も昨年夏迄は余の調査當時と同様に目撃されたりと云へり。

海岸の異動 昭和 9 年海中大噴火の初期以來竹島及び硫黃島の海岸は沈降の傾向ありといふ。次に島人よりき、又は余自ら實見せる所を一括して記載す。

1. 竹島の南側に籠(コモリ)と稱する船着場あり。此所は噴火以來波高くして着船困難になれりと噂せられつゝあり。今こゝより村へ登る道は釣橋を通る、この橋下に瀬(岩礁)あり、干潮の時 1 尺位水上に現はれて見え居たりしが、昭和 10 年夏頃より干潮時にも見えざるに至れり。又満潮時には海水は釣橋の下に近く上る様になれりといふ。

2. 竹島の北側に長瀬浦といふ所あり、砂濱にして漁網を乾かす場所なりしが、今はこの濱に波打寄せて最早や網を乾す余地を残さざるに至れり。

3. 硫黃島の城ヶ原より島の北側を通りてサカモト温泉(附圖にて S)へ行く海岸 2~3 ヶ所にミチコシといふ干潮時のみに通過し得たる難路あり、これ等の所は今は干潮時にも水を被りて通り難くなれり。

4. 硫黃島南側硫黃島灣口にハリマ瀬(圖にて H)と稱する岩礁あり満潮時これに水のかゝり居るを灣の奥よりも望見し得たり。この岩は今は満

潮時全く水にかくる、又元は干潮時其上に立ちて魚釣をなし得る程度に水上に現はれ居たるが今は水多くしてかゝること出来ざるに至れり。

5. 硫黄島灣内西側の崖下に俊寛僧都の足摺石と稱するものあり。部落より其石に行くには満潮にても海中に擡頭する岩塊を踏み傳はりて行きたるが、今は満潮時これ等岩塊は水中にかくるゝに至れり。

6. 硫黄島灣の奥オカ部落の海岸熔岩の間より温泉湧出しつゝあり。こゝを少しく堀りて凹面を造り、部落民は干潮時これに浴するを常とす。近來彼らの浴し得る時間短かくなれりと云へり、これ低潮は以前より遅く感じ、高潮は早く来る故なり、即ち熔岩浴槽は以前より少しく海面に對し沈降せるを示す。

7. 上記海岸温泉の上に長濱佐吉氏宅地あり、海岸に石垣を繞らして區劃せり。以前大時化の時にもこの石垣の根まで波の寄することなかりしが、昭和 10 年 4 月 2 日の大時化頃より石垣に波は打ちつける様になれり、且つ少しく大なる波の時にても以前の如くこの下を通行し難くなれり。(普通大時化のありし時海岸の砂が運び去られ以後容易に波は海岸に押し寄せることあるも、此場合には濱は熔岩より成れる故以上の如きことなし、恐らく大時化の頃より沈降著しくなれるを物語るならん)。

8. 上記オカの温泉のある海岸より約 40 m 隔たれる所に俗にセイタロ一井戸と呼ぶる、井戸あり、其水面までの深さ 4 m あり、此井戸水は大噴火以前は鹽分もなく良水なりしが、大噴火の時の地震以來鹽分強く茶を入るも美味ならず、米飯も鹽味あり(これ地震のため地盤の落付により海水の滲入し來れるによるやも計られざるも暫く記しおく)。

9. 硫黄島灣内オカ部落に長濱權十郎なる人あり。同氏邸内に 1 小祠あり、其前に海岸より約 150 m 距て、安徳帝時代に掘れりといふ井戸あり、普通使用せざりしが、其水面は大噴火この方 2 尺 2 寸高まれりといふ。

10. 余が昭和 10 年 1 月調査當時硫黃島灣の海岸を埋めたる浮石の流れ去りしは昨年秋冬の候の時化によるとせられ居るも、前年の秋冬に大量持來されし浮石が流れ去りしは恐らく海岸が沈降しその爲め、波は例年より昨年は強く當りし故全部を運び去りしにあらざるべきか。

以上種々證上げたが中には疑はしきものあれど、竹島の中部及び硫黃島の 1 部は大噴火開始以來少なくとも 0.7~1.0m 程度沈降せしなるべし。

噴出物と土地沈降 今かりに新島を中心とし竹島、硫黃島を含む直徑 15 軒の圓面積が海中大噴火のため約 1 米沈降せりと假定す。他方に於て新島は底面より 400 m 高き 1 の截頂圓錐体と假定す。次に其頂面を直徑 500 m の圓面積とし、底面を直徑 1 軒の圓面積として其容積を算出す。而して假りに大噴火の最初より噴出せる浮石質熔岩の量を最小限度に見積りて圓頂丘の熔岩の 2 倍と見る。次に土地沈降容積及び噴出物の体積沈降容積を計算す。

沈降圓面積 πr^2 $r=7.5$ km, 沈降容積 $\pi r^2 \times 1$ m $= 0.18$ km³

噴出熔岩容積 圓頂丘の容積 $1/3 h(B+b+\sqrt{Bb})$

底面積 $B=\pi r^2$ $r=500$ とせば $B \approx 785000$ m²

頂面積 $b=\pi r^2$ $r=250$ とせば $b \approx 196000$ m²

$h=400$ m

容積 ≈ 0.184 km³

この 2 倍をとりて噴出物の容積とせば

≈ 0.37 km³

今沈降せる地殻の比重と浮石質熔岩の比重とを加味するも地表沈降は熔岩噴出を補ふために引き起されたりと考ふるも理由あることなり。

實際噴出せる熔岩の量は以上數倍なるべきにより、沈降はなほ廣區域に涉ると見ても地下物質の缺乏を補ふには足らざるべし。

研 究 短 報 文

Cancrinite の空間群の再檢

理學博士 高 根 勝 利

嚮に神津教授は當教室諸氏と共に朝鮮江原道平康郡洞堂産 Cancrinite の諸性質を詳細に研究發表せられたり¹⁾。その結晶構造に關しては筆者も亦其研究に參與し Laue 法、振動結晶法及び廻轉結晶法等を用ゐて實證を徴し、從來一般に六方完面像晶族(D_{6h})に屬すると考へられたる本礦が明かに六方四半面像晶族(C_6)に屬することを確め、($000\ I$)の反射が偶數次のみ生ずる事實より、 C_6^6 空間群に屬するものとなして結晶構造を決定せり。然るに Wyckoff 氏は最近その著 The Structure of Crystal, Supplement to the second Edition 中に Cancrinite 構造に關して著者等の結果を引用してその空間群を(C_6^1 ?)と記載せり。筆者は神津教授の御指導によりて Röntgen-goniometer を用ひてその疑問を詳細に再檢するの機を得て解決するを得たりと信じここに報告せんとす。

周知の如く C_6 晶族に屬する $C_6^1 \sim C_6^6$ 空間群に於ては c 軸に平行なる六回軸が單位菱形柱の各隅に位置し、各邊の中央及び菱形の中心に 2 回軸が位し、單位菱形柱を相等しき二つの正三角柱に分つた、各三角形の中心に c 軸に平行して 3 回軸が位置す。之等空間群の中 C_6^1 にては 6 回軸は六回

1) 岩石礦物礦床學, 5, 1~14, 53~68, 昭和 6 年 (1931).

Proc. Imp. Acad., 8, 432~435, 1932, 9, 13~16, 1933. 9, 56~59, 105~108, 1933.

2) The Structure of Crystal, Supplement for 1930~1934 to the second Edition, New York, 1935, 108, 125~126.

廻轉軸にて、從つて 2 回軸も、3 回軸も皆夫々廻轉軸なり。C₆² 及び C₆³ 空間群にては 6 回軸は 6 回旋廻軸 ($\frac{\tau_z}{6}$ 及び $\frac{5\tau_z}{6}$ - components) にして、從つて、2 回軸も 3 回軸も共に夫々回旋廻軸なり。C₆⁴ 及び C₆⁵ にては 6 回軸は 6 回旋廻軸 ($\frac{2\tau_z}{6}$ 及び $\frac{4\tau_z}{6}$ - components) にして、從つて 2 回軸は全部廻轉軸、3 回軸は全部回旋廻軸なり。C₆⁶ にては六回軸は六回旋廻軸 ($\frac{3\tau_z}{6}$ - component) にして、從つて 2 回軸は回旋廻軸、3 回軸は廻轉軸なり。故に之等各空間群に於て c₀-period は C₆⁶ 空間群に於ては X 線的に全く相等しき網平面にて二等分され、C₆⁴ 及び C₆⁵ 空間群にては 3 等分され C₆² 及び C₆³ にては 6 等分され、C₆¹ にては c₀ を分つ X 線的に等しき網平面なし。從つて (ooo l) の反射を見るに C₆⁶ にては l が偶數のみ現れ、C₆⁴ 及び C₆⁵ にては 3 の倍數のみ現れ、C₆² 及び C₆³ にては偶數及び 3 の倍數のみ現れ、C₆¹ にては奇數、偶數及び 3 の倍數の何れの反射も生ずる理なり。その他の反射は何れの空間群に於ても規則性なく空間群判定の標準となす能はず。

今嚮の實驗に於て使用せる、Cancrinite 六方結晶の [1010] 及び [0001] 方向の小結晶棒を用ひて夫々の軸を廻轉軸としてこれ等の Otn layer line の Röntgen-goniometer 寫眞を撮れり。それ等の反射に於ける指數を検するに

2020, 3030, 4040, 5050, 6060, 7070, 8080, 9090, 10 0 10 0, 11 0 11 0, 12 0 12 0.

2130, 3140, 4150, 5160, 6170, 7180, 3250, 4260, 5270, 7290, 82100, 10 2 12 0, 2350, 3360, 4370, 5380, 6390, 83110, 2460, 3470, 4480, 64100, 74110, 2570, 3580, 55100, 65110, 3690, 46100, 56110, 66120.

1780, 2790, 37100, 47110, 28100, 38110, 48120.

1121, 1122, 1123, 1124.

2242, 2243, 2244, 3364, 3365.

$33\bar{6}2, 33\bar{6}3, 33\bar{6}4, 33\bar{6}5.$

$44\bar{8}2, 44\bar{8}3, 44\bar{8}4, 44\bar{8}5.$

$55\bar{1}02, 55\bar{1}03, 55\bar{1}04, 55\bar{1}05, 66\bar{1}22, 66\bar{1}24.$

$77\bar{1}42, 77\bar{1}43, 88\bar{1}62, 88\bar{1}63, 88\bar{1}64, 99\bar{1}82, 10\ 10\ \bar{2}0\ 2, 10\ 10\ \bar{2}0\ 3,$

$11\ 11\ \bar{2}2\ 1, 11\ 11\ \bar{2}2\ 2, 11\ 11\ \bar{2}2\ 3, 12\ 12\ \bar{2}4\ 2.$

等各種の反射を生じて之等の間に規則性を發見するを得ず。只($000\ l$)の反射に於ては $0002, 0004, 0006$ の如く偶數の反射のみを生じて Cancrinite の屬する空間群が Wyckoff の記載せし ($C_6^1?$)にあらず、明に C_6^3 にして前回著者等の所論の正しきを再檢によりて確認するを得たり。

擧筆するに當り 研究中終始御懇篤なる 御指導と御鞭撻とを賜はり、且つ高價なる裝置を使用せしめられたる 神津教授に對して深謝の意を表す。

一新礦物ルテノスミリヂウム(Ruthenosmiridium)

理學博士 青 山 新 一

北海道, コロムビア, カリホルニア, オーストラリヤ, ボルネオ, 南阿及ウラル等より 產出するイリドスミンの分析結果を檢討するに、其の成分と組成とに於て、又その比重に於て著しく異なる。例へば銅, 鐵の如き元素を含むものもあれば、或は全く之等を缺くものもある。更に白金, ルテニウムのような主体の一と 見られる 元素の組成が著しく異なる。比重も亦區々て 16.5 から 21.2 と云ふ大きな開がある。更に北海道產のものは殆ど白金を含まないで、ルテニウムの含有量が例外なく大きい。

著者は 1932 年の夏石狩本流に注ぐ雨龍川の支流ニセバロマツプの河底 3 米強厚さの砂礫層を排除して、岩磐上に散布するイリドスミンを採集し

て 28 瓦強を得た。採集人夫の言に従つて、之から砂金と、俗稱バカと稱する白金鐵礦物を分別した。其の量前者は全体の 8.43% で、後者は約 2% であつた。

從來イリドスミンと稱せられたものは白金屬元素 4 乃至 5 種から成つてゐる合金の混合物であると 著者は推定して、その分別法に帶磁率の差異を利用した。白金屬元素の帶磁率が夫々異なるので、之等の合金であるイリドスミンにも帶磁率の差異があつても 然るべきだ。仍て磁場の強さ、小は 50 ガウスから大は 8120 ガウスに至る 20 種の磁場に於て 41 種のイリドスミンを分別した。斯く帶磁率の強弱に應じて分類したイリドスミンを、その分類別に従つて、一箇づ、其の比重を測定したが、重きは 21.51 より輕きは 16.77 に達し區々として一定しない。唯一般に帶磁率の大きいものは比重が大で、之に反して帶磁率の小なるものは比重が輕い物が多い。

偶々 8120 ガウスに微に動かされるもので、一粒の大きさ 0.5 瓦に近いイリドスミンが得られたので、之を取り扱ふたのである。本論文は専ら之に就て述べる。其の劈開面は完全に底面に平行し、其の結晶形はラウエの方法により撮影して見ると、稠密六方晶の結晶として計算する場合の點のみが表はれ、構造振幅 S の零に相當する點は表はれない。即六方晶系に屬することは全く疑の餘地がない。その比重は 18.97 を示す。

試料を最も注意して分析した結果は單にルテニウム、オスミウム、イリヂウム及ロヂウムの 4 種の白金屬元素から成り立つて毫も白金や鐵、銅などを含むてゐない事が分明した。その組成は右の通りである。

	Ir	Os	Ru	Rh
	39.018	38.895	21.08	0.988
原子比	1	1.006	1.022	

されば此の礦石は RuOsIr の組成を有する金屬間化合物と見做し得るか、或はルテニウムとオスミウムの固溶體にイリヂウムの溶け込みて偶 1 :

1:1 の割合に固溶體を作れるものか、更に X 線研究に俟たざるべからず。何れにしても從來のイリドスミンと總稱せられたるものと斷然區別すべきものとして、此處に新にルテノスミリヂウム (Ruthenosmiridium) なる名稱を提供する。尙詳細は不日日本化學會誌上に報告する。此の研究に關し文部省から自然科學獎勵費の補助を受けた事を深く感謝する。

淺間火山の熔岩の微量成分

理學博士 木村 健二郎

理學士 伊藤 春三

本邦火山の熔岩の微量成分を定量したる例は岩崎岩次氏¹⁾の試みし伊豆人島火山の熔岩の場合を除けば甚だ少し。筆者等は淺間火山の熔岩 3 種に就てその含有する稀土類元素、ジルコニウム、バリウム及び硫黃の定量を試みたり。試料 I は千ヶ瀧の下流地方にて採取せる石英安山岩にして、 SiO_2 の含量 71.76 %、試料 II は小淺間の頂上にて採取せる石英安山岩にして SiO_2 の含量 71.57 %、又試料 III は近時淺間火山より噴出せられたる火山

第 一 表

試 料	I	II	III
$(\text{Ce}, \text{Y})_2 \text{O}_3$	0.005%	0.002%	0.002%
ZrO_2	0.028	0.023	0.001
BaO	0.052	0.060 [*]	0.006
S	0.001	0.015 [*]	0.003

^{*} は岩崎岩次氏の分析結果なり。

弾にして兩輝石安山岩に屬し、 SiO_2 の含量 59.82 % なり。一回の分析に供したる試料は約 10 g 宛にして、分析の方法は曩に岩崎岩次氏の採用せられ

1) 岩崎岩次：日本化學會誌 56 (1935), 1511.

たるものと殆ど相等しきが故にその記載を省略す。

分析の結果は第一表の如し。

さて上記成分の火成岩に於ける 平均含有値は第二表の如く、又伊豆大島火山熔岩 4 種の含有量平均は第三表の如し。

第 二 表

火成岩中の平均値 (Clarke 及び Washington)	
$(\text{Ce, Y})_2 \text{O}_3$	0.020%
ZrO_2	0.039
BaO	0.055
S	0.052

第 三 表

大島火山熔岩中の平均値 (岩崎岩次氏)	
(SiO_2)	51.87%
$(\text{Ce, Y})_2 \text{O}_3$	0.003
ZrO_2	0.003
BaO	0.023
S	0.124

筆者等の結果を之と比較するに稀土類元素は試料 I, II 及び III 共に火成岩の平均値より著しく小にして、大島熔岩の平均値と同程度なり。ジルコニウムは試料 I 及び II は火成岩の平均値に近けれど、試料 III は著しく小にして大島熔岩の平均値に近し。バリウムは試料 I 及び II は火成岩の平均値に似たれど、試料 III は著しく小なり。又硫黄は試料 I, II 及び III 共に火成岩の平均値及び大島熔岩の平均値に比し著しく小にして、殊に試料 I 及び III に顯著なり。

次に岩崎岩次氏¹⁾の試みたる淺間火山の他の熔岩²⁾の分析結果と比較するに筆者等の試料はジルコニウム及びバリウムに富み、硫黄に乏し。尙此の項に關しては近く岩崎岩次氏によりて詳報せらるべし。

終に此の研究に要せし費用を補助せられたる帝國學士院に謹謝す。

(東京帝國大學理學部化學教室)

1) 岩崎岩次：未發表

2) 例へば黒斑山の兩輝石安山岩 (SiO_2 含量 56.11 %), 前掛山の兩輝石安山岩 (SiO_2 含量 60.01 %), 鬼押出の兩輝石安山岩 (SiO_2 含量 60.28 %)。

評 論 及 雜 錄

方鉛礦中の銀に就て (2)

理學博士 渡邊萬次郎

含有銀礦物の鑑定

かくの如く、方鉛礦中の銀の少なくとも一部分は、銀礦物の微粒が包裹せらるゝによる。然れども、それらは頗る細粒にして、之を分離して化學的に研究する能はず、僅かに研磨面上に於ける反射顯微鏡的試験により、その人体を區別し得るのみ。

今試に Farnham¹⁾ 氏その他の鑑定表により、これらの礦物の反射顯微鏡的特徴を記せば第三表の如きを以て、若しこれらの礦物を含有する方鉛礦ありとせば、その研磨面を 1:1 の硝酸を以て磨蝕すれば、方鉛礦及び針銀銅礦のみ速かに黒變し、他は白色に残存するを以て、容易にそれらを分ち得べく、その白色部を更に充分洗滌拭摩の上、 HgCl_2 液にて腐蝕すれば、輝銀礦、濃紅銀礦及び淡紅銀礦は速かに黒變し、脆銀礦は徐々に褐變するを以て、それらを更に靨銅礦と分ち得べく、そのうち輝銀礦は鹽酸によつて速かに犯され、他は容易に犯されざる故、容易に區別せらるゝ理なり。

若しまた逆に KCN にて腐蝕せば、濃紅銀礦、淡紅銀礦、脆銀礦及び針銀銅礦は速に黒變或は褐變し、輝銀礦また褐變するを以て、それによつて變化せざる方鉛礦及び靨銅礦と區別せらるべく、この關係は第 4 表の何れによつても追及せらる。

然れども、これらの腐蝕試験の結果は、液の濃度、研磨面の狀態等により

1) C. M. Farnham, Determ. opaque Miner. 1931.

第三表 方鉛礦と主要銀礦物との反射顯微鏡的比較

色 光學性 硬さ	方鉛礦 Galena PbS	輝銀礦(1) Argentite Ag ₂ S	針銀銅礦 Stromeyerite Ag ₂ S·Cu ₂ S	濃紅銀礦 Pyrrargyrite 3Ag ₂ S·Sb ₂ S ₃	淡紅銀礦 Proustite 3Ag ₂ S·As ₂ S ₃	晚銀礦 Stephanite 5Ag ₂ S·Sb ₂ S ₃	黝銅礦 Tetrahedrite 4(AgCu) ₂ S·Sb ₂ S ₃
	白(明)等方軟(B, 脆)	灰(や、暗)等方又は非等方軟(A)	灰(暗, 帶青)強非等方軟(B)	灰(暗, 帶青)強非等方軟(B, 脆)	灰(暗, 帶青)強非等方軟(B, 脆)	灰(暗, 帶青)強非等方軟(B)	灰(暗, 帶青)強非等方軟(B)
HNO ₃	速に褐變黑化洗拭後灰黒	徐々に褐變洗拭後清浄	速かに褐變洗拭後灰色	反應なし	反應なし	反應なし	極めて徐々に褐變
HCl	暗褐→黑變洗拭後灰色	暗褐, 洗拭後淡灰	徐々に褐變洗拭後灰	反應なし	殆ど反應なし	殆ど反應なし	反應なし
FeCl ₃	褐→暗綠洗拭後紫褐	徐々に腐蝕洗拭後多彩	速に褐黑洗拭後灰, 粗	反應なし	灰洗拭後清浄	同上	同上
HgCl ₂	反應なし	速かに褐變	速に褐變	徐々に褐變	徐々に褐變	速に褐變	同上
KOH	反應なし	反應なし	反應なし	直に黑變	直ちに黑變	徐々に褐變	同上
KCN	反應なし	徐々に褐變洗拭後斑雜	速に褐變洗拭後淡黄	速に灰變	速に灰變	速に褐變	殆ど變化なし往々褐變

1) 針銀礦 (Acanthite) を含む

て影響せられ、例へば黝銅礦に就て見るも、Farnham 氏の鑑定表には、1:1 の硝酸によつて徐々に褐色に變すと記し、そのうち特に砒素に豊富な黝砒銅礦 (tennantite) の場合には、硝酸によつて “quickly stains brown” と記し、KCN によつてさへ “stains brownish” と記すに反し、Davy-Farnham 兩

第 四 表

反射顯微鏡下に於ける方鉛礦中の銀礦物檢出順序

(R は速に變色, R-O は徐々に變色, O は變色せざる場合)

I. 銀礦物を腐蝕し残す場合

HNO ₃ —R	方 鉛 礦 (galena)	HgCl ₂ —O	HCl—R
	針銀銅礦 (stromeyerite)	HgCl ₂ —R	HCl—R.O
HNO ₃ —R.O	輝 銀 礦 (argentite)	HgCl ₂ —R	HCl—R
HNO ₃ —O	濃紅銀礦 (pyrargyrite)	HgCl ₂ —R.O	HCl—O
	淡紅銀礦 (proustite)	”	”
	脆 銀 礦 (stephanite)	HgCl ₂ —R	”
	黝 銅 礦 (tetrahedrite)	HgCl ₂ —O	”

II. 銀礦物を腐蝕し出す場合

KCN—R	脆 銀 礦 (stephanite)	KOH—R	HCl—O
	濃紅銀礦 (pyrargyrite)	”	”
	淡紅銀礦 (proustite)	”	”
	針銀銅礦 (stromeyerite)	KOH—O	HCl—R
KCN—R.O	輝 銀 礦 (argentite)	”	HCl—R
KCN—O	黝 銅 礦 (tetrahedrite)	”	HCl—O
	方 鉛 礦 (galena)	”	HCl—R

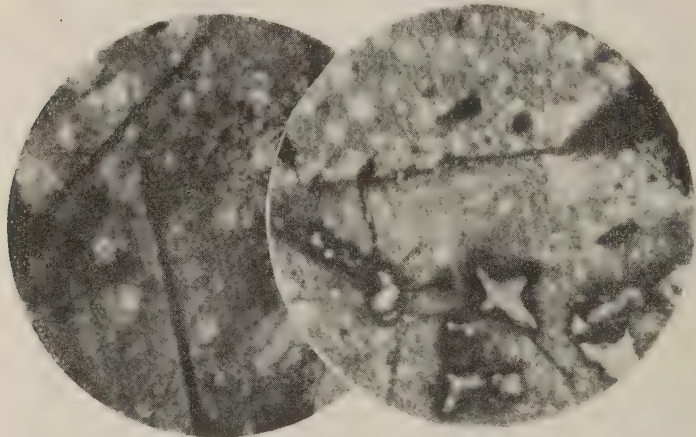
¹⁾ 氏の表に於て共に反應なしと記し、Schneiderhöhn 氏また王水以外の酸に犯されずと記せり。

また同一研磨面上、同一試藥にて檢するも、その結果は必ずしも常に一致

1) W. M. Davy, C. M. Farnham, Micr. Exam. Ore Miner., 1920.

せず、況んや他の試薬による試験の結果とは適合せざる場合多く、例へば秋田縣發盛礦山産重晶石質銀礦中の方鉛礦を 1:1 の硝酸¹⁾を以て腐蝕せるに、或る場合には第一圖中に示さるゝが如き小斑點を残し、水洗後拭摩すれば、その周圍と明瞭なる境界を示し、Nissen-Hoyt 兩氏の記せる Ag_2S に極めてよく類似すれども、同一部分を再び研磨し、 HgCl_2 又は KCN にて腐蝕するも、これに相當する斑點を示すに至らず、また硝酸の同一滴中、始めよ

第 一 圖



發盛礦山産銀礦中の方鉛礦を
1:1 の硝酸にて腐蝕せるもの ($\times 300$)

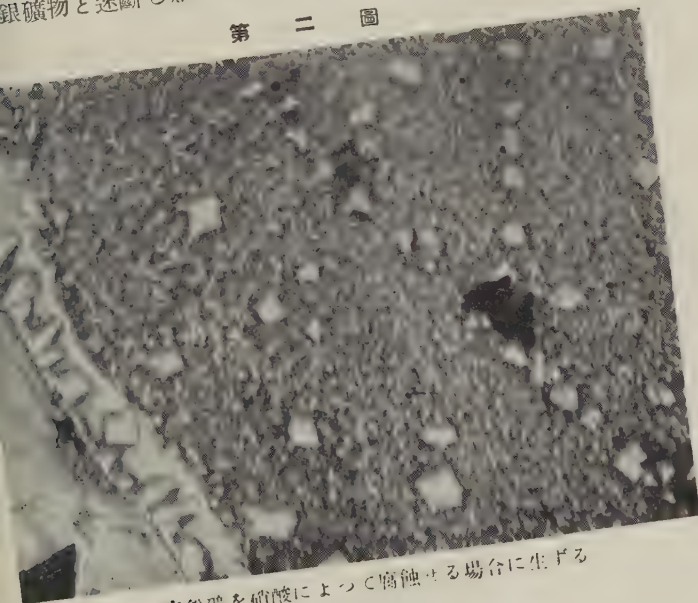
り液に濕ほへる中央部には、それらの分布明かなれども、その周圍にあつて先づ硝酸の蒸氣に犯され、然る後液の被覆を受けた部分には、何等この種の斑點を示さず、また類似の斑點は、劈開等に沿うて生ぜる氣泡が、研磨面の一部に着生せる場合にも生じ、更に一見類似のものは、硝酸液の周縁部、或は劈開等に沿ひて、屢々生ずる硝酸鉛(?)の結晶によりても生ずべく、

1) これに就ては近く詳報することあるべし。

2) 前出。

断面の水洗後も、なほ屢々着生し、斜反射光線によつて四面体乃至
結晶形を示せども、これを拭摩すればその跡に白點を示し、その
が劈開線上規則正しく配列する状態は、前記の白點に誤らるゝ
従つて、腐蝕に残る白點に就ては、極めて慎重に吟味せざれば、之
銀礦物と速断し難し

第 二 圖



方鉛礦を硝酸によつて腐蝕せる場合に生ずる
 $Pb(NO_3)_2$ の結晶

銀礦物の包裹の意義

方鉛礦中の前記種々なる銀礦物の意義に就ては、種々の場合を考へ得べ
し。例へば Guild は Montana 州 Rimini 産方鉛礦中の含銀黝銅礦の細點
が、黝銅礦が方鉛礦に交代せられたる部分にのみ残し、その交代殘粒なるこ
とを明かにし、Nevada 州 Tonopah 産方鉛礦中の濃紅銀礦の細點が、前者
の劈開に沿ふて發達せる後者の細脈に沿ふて分布し、獨逸 Freiberg 産方鉛
礦中含銀 1.12% に達するものが、その割目に沿ひて淡紅銀礦に貫ぬかれ、

その附近にのみ同礦の細點を有することを知り、それらは共に¹⁾生後、上昇熱泉又は下降礦液によりて新たに加はれるものと論せ之に反して Schneiderhöhn 氏は Harz の Hilfe Cottes 礦山産を硝酸にて腐蝕し、その面上に無数に残る白斑を、PbS 中に固溶体まれたる Ag_2S が、その後離溶(Entmischung)によつて分離せるものその後この種の見解は、殆んど一般に支持せらる。

今二成分 PbS- Ag_2S の關係につき、Friedrich の實驗結果を觀察し、両者が均質融体中より晶出するに當つてさへ、 Ag_2S が PbS 中に固溶して含まれ得る量は、假令多くも 2% に達することは絶對になく、若し量 2% に達せば、 Ag_2S の少なくとも一部は始めより小點となりて獨立す Nissen Hoyt の實驗によれば、この限界は更に低下し、 Ag_2S 1.14% にてに Ag_2S の分離を見たり。その量 0.62% の場合には、顯微鏡下に全然 Ag_2S を認めず、種々の程度に anneal するも、これに影響あらざりき。更に實の礦石中、0.08% の Ag_2S を含める Clear Creek 産方鉛礦の腐蝕面には白斑を示さず、0.195% の Ag_2S を含める Jefferson Co. の方鉛礦には之を含めり。若し假に 0.10% の Ag_2S が常温に於ても PbS 中に固溶体を成し得るとせば、融体凝固の際の可溶度少くとも 0.62% (前記 Nissen の實驗による) との差最高 0.50% 内外の Ag_2S が、固溶体の分離によつて析出し得る理なれども、未だそれらの詳細に関する實驗的資料を得ず、これらに就ても未だ精細に論ずべからず。(終)

1) H. Schneiderhöhn, Anleitung. z. mikr. Bestim. u. Unters. v. Erzen. 1922, 104
~105

抄 錄

礦物學及結晶學

4567, アルバイト式雙晶をなせる斜長石の對稱消光角について 坪井誠太郎。

アルバイト式雙晶をなせる斜長石の(010)面に直角に作られたる薄片は(010)面の切口の線に對して左右に對稱的の消光位置を有し、その消光角の極大値は各斜長石の成分に固有なれば、之を斜長石の成分決定に利用することは古くより行はれたり。されどこの消光角の極大値及び極小値として從來使用せられたるものには、An 成分 0~約 20% の間及び約 92~100% 間のものにつきて誤あり、この點を指摘して正しき値を示せり。(帝國學士院記事, 11, 423~425, 昭 10)〔渡邊新〕

4568, 斜長石の逆序及び振動累帶構造 Hills, E. S.

斜長石の累帶構造の成因を考察することとはその岩石の magmatic history を明かならしむる可能性あり。著者は近年發表せられたる Phemister (Min. Mag. 23, 541, 1934) 及び Horloff (Leid. Geol. Med. 2, 99, 1927) 等の此の問題につきての研究を批評し、進んで、逆序及び振動累帶構造を生ずべき原因として、易揮發成分の散逸、他の成分礦物及び壓力の影響等につきて論ぜり。(Geol. Mag. 73, 49~56, 1936)〔渡邊新〕

4569, Maine 洲 Lewiston の Bates 石灰岩中の礦物 Fisher, L. W.

Bates 石灰岩は初成的に炭酸 マグネシウムを含有するものにして、種々の變成作用により初成成分の相違に隨ひて種々の變成礦物を生ぜり。透輝石、綠泥石、黝簾石の如きカルシウム及びマグネシウム珪酸鹽礦物は比較的多量に存在し、透角閃石、綠色角閃石、陽起石は少量なり。これは石灰岩の初成化學成分によるものなるべし。柱石、ペスブ石、電氣石は極めて少量に存在し、これ等は貫入岩漿よりその成分を補給せられたるものと考へらる。岩石に平行性を欠き、柱狀礦物の存在せざる點より、動力變成作用は當地域に於ては重要な要素には非るものなるべしと論ぜり。(Am. Min. 21, 321~326, 1936)〔竹内〕

4570, Ontario 州 Pre-Cambrian 花崗中の重礦物 本欄 4538 參照。

4571, 本邦結晶片岩中の藍閃石質角閃石の光學性 堀越義一。

藍閃石質角閃石(glaucophanic amphiboles)は本邦の結晶片岩中に屢々產出するものにして、筆者の觀察によれば二種類存在し、各々その光學性を異にす。第一型、本邦に於ける多くはこの種に屬するものにして、光學位は $b=Z$, $c \wedge Y \approx 18^\circ$; 屈折率 1.64~1.67; 多色性 $Z = \text{violet}$ 又は purplish blue , $Y = \text{blue}$, $X = \text{colourless or yellowish}$; 吸収 $X < Y < Z$ 光軸の分散極めて強し($\rho < \nu$)。

第二型 本邦にては稀なるものにして normal glaucophane の性質と一致す。光學位 $b=Y$, $c \wedge Z = \text{小}$; 多色性 $Z = \text{blue}$, $Y = \text{purplish blue}$, $X = \text{colourless or yellowish}$ 。

lowish; 吸收 $X < Z < Y$; 分散 $\rho > \nu$.
(Jap. Jour. Geol. Geog. 13, 151~154, 1936) [竹内]

4572, 栃木縣加蘇礦山產滿筆榊榴石及眞名子礦山產綠滿掩礦に就て 吉村豊文。

(1) 古生層の珪岩を交代せる接觸高温性交代礦床の鈣石の一種として産する滿筆榊榴石の産狀, 肉眼的並びに顯微鏡的觀察を述べ, 化學分析を行ひたり。其結果次の如く, 試料は不純物として Bementite ($3\text{MnSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) を含む。

$3\text{CaOFe}_2\text{O}_3$ 3SiO_2 11.2

$3\text{FeOAl}_2\text{O}_3$ 3SiO_2 6.5

$3\text{MgOAl}_2\text{O}_3$ 3SiO_2 3.0

$3\text{MnOAl}_2\text{O}_3$ 3SiO_2 79.3

$(\text{K}, \text{Na})_2\text{O}$ $2\text{Al}_2\text{O}_3$ $3\text{SiO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

3.0(mol%)

(2) 古生層の層面に沿ふ礦脈中に産する綠色礦石の成分礦物の大部を占むる綠滿掩礦に就て産狀, 肉眼的顯微鏡的及化學的性質を述べ綠色礦石の化學分析の結果より之を構成する礦物を重量並びに容積比にて示せり, その容積比は顯微鏡下に得たる値と一致す。(鑛業評論, 7, 47~53, 1936) [小岩井]

4573, Pyroxmangite Henderson, E. P., Glass, J. J.

Pyroxmangite の新産地の發見は, このあまり知られざる三斜 Mn-Fe 輝石の稍完全な研究のため材料を提供し, Idaho は米國に於ける本礦物の第 2 の産地として確定されたり。新礦物の物理的, 光學的, 化學的及び X-線の性質は, 南 Carolina, Iva に於ける原産地の礦物と密接なる一

致を示せり。屈折率は Idaho のものより僅かに低く, それに相應するだけ Fe の含量少量なるものなるべし。Sweden より Sobralite として産する礦物も, 注意深き研究の結果 pyroxmangite と同一なるを示し, pyroxmangite なる名稱は Sobralite より 4 年間の優先性を有す。pyroxmangite と rhodonite の比較研究は, その重屈折及び光軸角の著しき差異を示し, X-線 pattern また兩礦物の構造差を示し, 吾人の現今の智識にては兩礦物種の保持を立證せり。今後完全なる構造分析に依り, pyroxmangite と rhodonite の一定の關係を確立する事必要なるべしと述ぶ。(Am. Min., 21, 273~294, 1936) [河野]

4574, 原子格子の關係 Feinberg, E. I.

イオンによつて形成されたる空間格子を用ひて金屬結晶を假に代表させそのイオン間の空間には自由電子の瓦斯を以つて充填させ, その結晶を Wigner 及び Seitz の球對稱を有する單位胞に分割する時は, 結晶の安定狀態に相當するその原子間距離は取扱ひつつある元素の原子價の函數として表し得るものにして, この原子價の非獨立性は L. Meyer の原子容曲線を表す所の原子容積よりと, 原子より Z なる原子價電子を分離せしめてイオン化せしむる時のエネルギーとより得られるものにして, この非獨立性の理論は實驗資料ともよく一致する結果を與ふるものなり。(Phys. Z. d. Sowietunion 8, 407~415, 1935, Sci. Abst. physics, 39, 87~88) [高根]

4575, 氷の結晶構造とエントロピー

Pauling, L.

水の結晶構造は幾多の研究者によりて論議され且つ現在も研究されつゝある問題なり。著者は水の結晶は水の分子 H_2O が他の水分子 4 個より圍繞されたりとし、且つ各 H は $4\text{H}_2\text{O}$ の何れか二つへ向けられて水素原子價を形成せりと考へたり。更にその配列は H が最も近接せる O-O 軸に近接して位置せりと考へたり。かゝる配列は N 分子中に $(3/2)\text{N}$ 個存在し、その殘留エントロピーは $R\ln 3/2 = 0.805 \text{ e. u.}$ と計算されその實驗値 0.87 e. u. とよく一致し、これより以外の結晶構造とエントロピーを考ふことは原子配列が無規則なることを示す結果となることを論議せり。(Am. Chem. Soc., J. 57, 2680~2684, 1935)〔高根〕

4576, 氷(II 形)の結晶構造 McFarlan, R. L.

Tammann 及び Bridgeman の發見したる高壓氷は甚だ低溫に於ては一氣壓の下に安定なるを以つてこれをその X-線寫眞の粉末法を應用して其廻折像を得、其實驗法を簡単に述べたり。この第 II 型の氷は $a_0 = 7.80$, $b_0 = 4.50$, $c_0 = 5.56 \text{ \AA}$ なる側面心斜方格子に結晶し、 $8\text{H}_2\text{O}$ を含むその屬する空間群は $V^5(\text{C} 222)$ にして、 $\rho = 1.21$ なる値となれり。この構造の H 原子の配列を考ふに第 I 型より第 II 型への轉移に際しては、水分子 H_2O を破壊してこの第 II 型はイオン格子を形成するを知れり。この構造によれば 2100 氣壓に於ける第 II 型の生成に際しての壓力の影響は O イオンの充填體積を 3% 減

少し且つ O イオン層を相互に滑らしめて第 I 型の Open Structure をこわし、更に甚だしく歪める O イオン 4 面体にて各 O を圍む如き 4 配位構造を與ふるに至ると論ぜり。(J. Chem. phys. 4, 60~63, 1936)〔高根〕

4577, 固形酸素の結晶構造 Vegard, L.
 β 及び $\gamma\text{-O}_2$ の X-線粉末寫眞より、 $\beta\text{-O}_2$ は從來 McLennan 及び Wilhelm が指示せる如き斜方晶にあらざして菱面体なることを知れり。 $\beta\text{-O}_2$ の單位格子は $a_0 = 6.19 \text{ \AA}$, $\alpha = 99.1^\circ$ にして 6O_2 を含む。 $\gamma\text{-O}_2$ の單位格子は 6.83 \AA にしてその空間群は T_h^6 にして、單位格子中に 8O_2 を含む。これらの分子は對をなして配列し各對はこれら對をなす二分子の中間の位置を中心として廻轉運動をなし、これらの中間點は面心立方格子狀に配列し、各個の原子は固定せる座標を有せず。且つその廻轉軸も固定さることなく各様の位置をとり得ると論ぜり。(Z. f. Physik. 98, 1~16, 1935)〔高根〕

4578, H_2O_2 の結晶構造 Fehér F., Klötzer F.

H_2O_2 の結晶構造を粉末法によりて研究せり。その際カメラは特殊の設計になるものを使用せり。このものは正方晶系の結晶にして $a_0 = 4.02$, $c_0 = 8.02 \text{ \AA}$ にして $4\text{H}_2\text{O}_2$ を含む。原子位置を決定するに至らず。(Z. f. Elektrochem., 41, 850~851, 1935)〔高根〕

4579, AlB_2 の結晶構造 Hofmann, W., Jäniche W.

廻轉結晶法を用ひて AlB_2 の結晶構造

を研究して之が六方晶をなしてその格子恒数は $a_0 = 3.00 \text{ \AA}$, $c_0 = 3.245 \text{ \AA}$ にして1分子を含み, Al原子は單純六方格子様の配列をなし, B-原子は石墨に於けるC-原子様の配列をなすことを知れり。(Z. f. phys. Chem., 31, 214~222, 1936)〔高根〕

4580. Cerium Tungstateの結晶構造 Beintema, J.

本結晶は正方完面像晶族に屬し單位格子の恒数は $a_0 = 5.336 \text{ \AA}$, $c_0 = 11.620 \text{ \AA}$ にして(a_0 ; $c_0 = 1:2.178$)にして Scheelite 様の構造を有し, 單位格子中に $\text{Ce}_{8/3}(\text{WO}_4)_4$ とを含み, PbWO_4 中の Pb の位置の $\frac{2}{3}$ は, $\text{Ce}_2(\text{WO}_4)_3$ 中の Ce 原子によりて充され, 殘餘の位置は空隙をなせり。 PbWO_4 と $\text{Ce}_2(\text{WO}_4)_3$ とは完全なる混晶列をつくること既に知られたる所にして, 之等の空隙が存するにも拘らず $\text{Ce}_2(\text{WO}_4)_3$ の結晶も又上記二鹽の混晶も共に充分の安定度を有するを知れり。(K. Akad. Amsterdam, Proc. 38, 1011~1015, 1935)〔高根〕

4581. 斜方硫黃の結晶構造 Warren, B. E., Burwell, J. T.

斜方硫黃を廻轉結晶法(MoK 線)にて研究し, 單位格子恒数として $a = 10.48 \text{ \AA}$, $b = 12.92 \text{ \AA}$, $c = 24.55 \text{ \AA}$ を得, 又比重2.04より單位格子中に128 S の存在する事を知りたり。空間群は V_h^{24} にして, S 原子距離 2.12 \AA なる環狀の分子構造を有す。又 S 原子は c 軸に垂直なる方向に層狀をなして配列す。(Journ. Chem. Phys., 3, 6~9, 1935)〔大森〕

4582. クリストパール石様構造を有する

非硅酸鹽 Barth, T. F. W.

Brownmiller 並びに Barth 及び Posnjak はカーネギー石の構造がクリストパール石構造に相當する事を證明せり。この類似は又 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ 及び $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ にも成立し, 寫眞濃度と計算値と極めて良く一致す。 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ に於ける Al 及び O イオンの鎖, $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ に於ける Fe 及び O イオンの鎖は高温クリストパール石に於ける Si 及び O イオンの無限鎖に相當す。 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ 及び $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の理想構造の原子距離は次表の如し。

	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
O-O	2.72 Å	2.82 Å
Al-O	1.66
Fe-O	1.73
K-O	3.19	3.32

α カーネギー石とクリストパール石間に混晶の存在する事は既に知られたる所にして, ことに α カーネギー石と $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ 間にも固溶体が存在するものの如し。(Journ. Chem. Phys., 3, 323~325, 1935)〔大森〕

4583. 高屈折率を有する浸液 West, C. D.

高屈折率を有する浸液の成分として黄色燐を使用することは、從來より屢々提案されたところなり。Madan は非可燃性の燐-沃化メチレン混合液に就て, Borgström も亦同様な混合液に就て記載せり。筆者は燐-硫黃-沃化メチレンを成分として, $n_D = 1.78 \sim 2.06$ 範圍の浸液法に適當なる液を作成せり。この液の分散

を見るに、屈折率が 1.74 より 2.06 に増加するに比例して、分散 $n_F - n_C$ は 0.038 より 0.065 に増加せり。又屈折率の温度變化は、 $n = 1.99$ に於て 1°C に對して 0.00065 なり。(Am. Min. 21, 245~249, 1936) [大森]

岩石學及火山學

4584. 對照的分化作用の概念 Holmes, A.

Nockolds が 1934 年岩漿の進化的分化作用に對し contrasted differentiation なる言葉を用ゐて、Mull の Glen More の ring-dyke を説明せるに對し Holmes が反駁せる論文なり。即ち Nockolds の假説は次の諸點にあり、(1)は結晶作用中に著しき停止ありと斷定せる事、(2)は酸性殘液と斑礫岩質結晶との重力的分離が可能なる方法なりとの假定、(3)は殘溜岩漿の成分が進化の中間時期を通過せるが液の成分は花崗岩質時期迄延びたる間に早期結晶と殘溜岩漿の同じ重力的分離が生ぜざる所の推測にあり。(1)に對して、或る深さに於て反應は完成するか或は然らず、もし完成せば、冷却せる周圍に酸性殘液は上昇して更に反應を進むる能はずもし完成せざれば反應成生物の結晶作用は繼續す。結晶作用中の停止は意味を有せざるに至る。(2)に對して著者及 Smythe の研究に依れば Whin Sill type の岩石に於ては介在せる酸性殘液の量甚少にして、約 5.5% に過ぎず、Grout が平均の玄武岩漿の最大 $1/10$ が花崗岩に成ると云ふ數値によく適す。且 Grout は $\text{K}_2\text{O} =$

1.52% とせる數値に對し Whin Sill の $\text{K}_2\text{O} = 1.06$ にして、Grout 氏は又玄武岩漿の 80% が結晶せる後に殘溜岩漿は diorite (10%), quartz-monzonite (5%), 及び granite (5%) なる相つゞく分化物を示したる外の計算を行ひたり。かくして理論的計算と Whin Sill の事實は殘溜熔液が花崗岩の成分に達せるその時には Basaltic Magma の 5~10% のみを形成するを示す。以上の事より著者は殆ど凝固せる基性岩中の結合せる結晶には酸性殘液の量僅少にして單に重力的濾過法に依りて酸性岩漿の分離は機械的に不可能なりとす、(3)に對しては重力的分離は熔液が全体の 30~40% の時に起り得るも此時期に熔液の成分は花崗岩に非ずして gabbro diorite 又は diorite に相當す。夫故に著者は(3)の説に反對す、更に著者は Bowen が 1915 年に提唱せる岩漿の結晶分化作用の物理化學的原理に Nockolds の假説が撞着せる事並びに基性岩及酸性岩の同伴は分布及びその相對量甚だ區々にして一般に應用し得る一方法に歸納し得ざるものと述べたり。(Geol. Mag. 73, 228~238, 1936) [瀬戸]

4585. 鹽基性深造岩に於ける初生 Banding Coats, R. R

鹽基性深造岩中に屢々認めらるゝ礦物的に異なる bands の性質及び想像せらるゝ起源につき検討せり。2 つ又はそれ以上の礦物が、これらの礦物より輕き岩漿中に於て同時晶出又は沈降に依り此等 bands の生成の機構を想像せり。rhythmic differential settling の作用に依り、異なれ

る成分の週期的交互の bands が生成せらるゝなるべく、同様な作用は、斜長石の結晶作用をそれ自身より重き液よりと假定する必要なく、只斜長石は液の平均比重及び重礦物と混合せる比重より輕きものより供給せられたりと考へる事に依り anorthosite bodies の生成を説明し得らるゝなり。著者は想像されたる機巧の支持のため、重液を滿たせる圓筒中に諸種の大きさの礦物を沈下せしめ、實驗的に證明せり。(J. Geol., 44, 47~419, 1936) [河野]

4586. 英國 Sarn 花崗岩の時代 Matley, C. A., Smith, B.

Sarn 花崗岩の時代に就きては長年地質學者の爭論の問題なりしが、著者等の野外調査及び顯微鏡的觀察とを併せ考へ、この深成岩の時代は確かに Pre-Ordovician にして、外の花崗岩と比較する時は恐らく Precambrian ならんと述ぶ。(Q. J. Geol. Soc., 92, 188~200, 1936) [瀬戸]

4587. 二上火山産柘榴石黒雲母安山岩及び黒雲母花崗岩に就て 杉本 功。

二上火山産柘榴石黒雲母安山岩及びその基底をなせる黒雲母花崗岩中の黒雲母及び柘榴石に就ては、從來安山岩中のものは花崗岩よりの捕獲結晶なりと考へられたれど、之等兩礦物に就て比較研究せる結果、安山岩中の黒雲母及び柘榴石は共に安山岩本來の成分礦物にして、噴出の途中花崗岩より捕獲したる結晶に非ることを認めたり。(我等の礦物, 5, 10~20, 1936) [竹内]

4588. Ontario 州 Pre-Cambrian 花崗岩の重礦物 Jewitt, B. W.

Ontario 州 Red Lake, Swayze-Woman River area 及 Kingston Mills の花崗岩中の重礦物は主として風信子礦、磷灰石、榍石、及金紅石を含有し、その外少量の角閃石、黒雲母、綠簾石、輝石、螢石、磁鐵礦、黃鐵礦、磁硫鐵礦を含む。各產地の花崗岩中の重礦物の記載を詳述し、研究せる凡ての花崗岩中の重礦物副成物の同種なるは廣く分布せる花崗岩侵入が明かに單一なりと考へらる。而して個々の花崗岩に於ても、又廣き分布の且つ全く異なれる時代の花崗岩にありても、重礦物副成分に於ては同様な大なる變化あり。夫故に著者の研究結果よりして、此事實は種々の花崗岩塊の對比に役立ち得る或花崗岩の唯一の特徴と見做すを得ず。(Geol. Mag, 73, 193~213, 1936) [瀬戸]

4589. Passau 及び Cham 間地域の結晶質岩中の重礦物 Claus, G.

著者は水成岩の方法をもつて、結晶質岩中の重礦物の研究を試みたり。この目的のためには先づ地質學的、岩石學的見地より出来るだけ詳細に研究されたる地域及び資料を選ぶべきなりと述べ、最初に重礦物の分布につきての大觀を研究せり。Zircon, Monazit は本地域の深成岩及び侵入を受けたる變成岩の最も重要な重礦物なるを知れり。磷灰石、銳錐石、板チタン石は風化に依り多少その量を減少せり。侵入を受けたる變成岩中の重礦物は花崗岩に類似し、變質岩の礦物は少量なり。侵入を受けたる變成岩は柘榴石及

び Sillimanit の存在量に依り深造岩と區別せらる。Zircon はその分布廣きため特に詳細に研究を行へり。結晶形は特に發達良好ならざりしため、行はざりしも、その結晶の長さとの比は興味ある暗示を興へ、こは地質的に條件付けられたる冷却狀態に關係せるなるべし。大塊に閉じられたる中に結晶せるものと、小岩脈又は Linsen 中に結晶せるものとの間には著しき差ある事見出されたり。著者は更に Liefer 地域の結晶岩と之より導かれたる水成岩との重礦物共存關係を研究せるが、この結論につきてはしばらく保留すと述ぶ。(N. J. Min., B. B. A., 1~58, 1936)〔河野〕

4590. Main 州 Leweston の Bates 石灰岩中の礦物 本欄 4569 参照。

4591. Oregon 州 Cascade Range に於ける閃綠岩質侵入岩及び接觸變質作用 Buddington, A. F., Callaghan, E.

閃綠岩質 侵入体の列が、第三紀火山岩を貫き、Oregon 州 Cascade Range を狭き帶狀に従斷せる如く群をなし、排列せり。侵入体は數呎より 2.5 哩の大きさに變化し、大部分は岩脈にして、plug 又は小岩瘤あり。岩石は普通輝石閃綠岩より花崗岩の間にして、普通輝石閃綠岩及び石英安山岩 porphyry は最も廣く分布せり。灰質又は中性斜長石の中程度正長石化作用は殆んど全侵入体の通常特質なり。本岩の化學分析と Utah 州の第三紀侵入岩及び Sierra Nevada 州の中生紀の侵入岩と比較せるに本岩は化學的には Utah のものより Sierra Nevada のものにより近

似せり。侵入岩を圍繞せる火山岩は數吋より殆んど半哩に達する幅に帶狀に種々程度に變質され、ある場合に於ては原岩石は全部電氣石 hornfels に變化せり。(Am J. Sci., 31, 421~445, 1936)〔河野〕
4592. Altvater 山脈中の泥盆紀千枚岩の變質作用 Fabian, R.

1934 年 Altvater 山脈の中部千枚岩帶への旅行の機會に泥盆紀の Keratophyre を發見し、更に本岩の侵入は古き片麻岩及び雲母片岩に關係せる事證せられたり。Wurben 谷の泥質水成層は各地數呎の間に於て異なる變質相を示し、千枚岩より漸移を以て數料 Staurolite-黑雲母片麻岩に發展せり。その間には時間的に相亞ぐ 2 階程の變質作用區別せられ、古きものは多相的動力變質作用にして全般的に原頁岩より千枚岩化作用を行へり。新しきものは靜的のものにして所に依り強きを異にせり。最も強力なるものは山脈の中心帶に於て働き、動力變質に依り生ぜる礦物は新結晶作用に依り置換せらる。變質作用の最も弱き部分は白雲母-石英-綠泥石千枚岩にして山脈の中心部に近くに従ひ白雲母の Porphyroblasten の數と大きさを急激に増加し、次ぎには少量なれども斜長石出で、 An_{30-40} 稀れに An_{80-85} の間に變化す。高變質岩に於ては平均 10~15% An 他のもものよりも多く、同時に著しくその量を増加す。礦物時代順は Quermuskovite 最も古く、黑雲母、石榴石、Staurolith 斜長石の順なり。斜長石晶出前の運動相は一般的にして、その後の運動は局部的なること證せられたり。

中性長石、亞灰長石は高變質千枚岩に存在し、低變質岩に存在せず。此等大量のCa含量を説明するに、岩漿よりCaの導入、含斜長石岩の初期よりのCa含有、泥盆紀内部に於ける原素交換の3つの場合考へらるゝも、著者は類似の礦物相を有する他地域のものと比較等を行ひ、岩漿原素の導入なくして、弱泥灰質の頁岩より發生し得る事を證せり。(Chemie d. Erde, 10, 343~408, 1936)〔河野〕

4593. 礦物及び岩石中の Mo, Pb, Co の簡單なる檢出法 Leitmeier, H., Feigel, F.

花崗岩質岩石中の微量のMoは從來の磷酸鹽による檢出は疑はしく、Kalium-xanthogenat によりて反應せしめるときはMo-化合物は赤紫色を呈するものにして、この反應は比較的敏感なるものなり。酸化鉛と醋酸酸性ベンチデン溶液との反應は深青色の酸化成績體を生ずるものにして、之は礦物中の微量鉛の非常に速かにして敏感なる檢出法なり。之れはMnが存在せざる時は常に應用せられ得るものなり。Ni, Feと同時にCoの非常に簡單なる檢出法としては硫シアンアルカリを使用する法あり。この際CoのDoppelerhodanidを生じ、このものはエーテルとエチルアルコールとの混合物中に溶解し、この混合液を青色に染むるものなり。(Min. petr. Mitt., 47, 313~327)〔待場〕

金屬礦床學

4594. 鉛及亞鉛礦物の熱水實驗

Kristofferson, O. H.

此實驗は500°C以下の種々の溫度に於て水蒸氣及HCl蒸氣の存在の氣成相中にて鹽化鉛及鹽化亞鉛が如何なる程度迄運ばれて行くかを研究したるものにしてその實驗結果を綜合して考ふれば、亞鉛及鉛は300°C以上の溫度にては揮發性鹽化物として運ばれることが考へらる。即ち亞鉛及鉛礦床は地下淺處にて岩石の著しく破碎せられたる所へ火成岩の侵入によりて高溫となり氣相の状態にて成生するものと考へらる。今種々の金屬鹽化物の各溫度に於ける蒸氣壓を比較すればMnCl₂, CdCl₂, AgClは600°C以下にては蒸氣壓は極めて小さく、CuCl₂, SnCl₂は400°位の溫度にても高き蒸氣壓を有すZnCl₂, PbCl₂はMn, Cd, Ag等とCa, Sn等との中間の所に位す。今溫度の上昇と共に金屬鹽化物の蒸氣壓の増加する順序はSn, Cu, Pb, Zn, Mn, Ag等の如し。而して金屬の累帶分布の状態を見るに侵入岩の最も近くにはSnあり、最も遠くには蒸氣壓の少きAgが存在し、蒸氣壓の順序とは恰度反對を示せり。故にかくの如き累帶分布の生ずることは他に原因の存することとなるべし。

亞鉛礦床の大多數は中熱水礦床にして、著者はこの中熱水地帯に於ける礦石成生の際には液体と瓦斯體とが互に接觸して存すものと思ふ。Lindgren氏はこの中熱水礦床は地下4,000~12,000呎の所にして其成生溫度は175°~300°Cならむと言ふ。(Econ. Geol., 31, 185~204, 1936)〔中野〕

4595. New Mexico 州 Virginia 礦

山地方に於ける hydrothermal leaching に就て Lasky, S. C.

此地方に在る電気石銅礦床は數回の礦化作用にて形成せられたる礦脈礦床にして第 1 の stage には母岩の sericitization, chloritization, calcitization 等を伴ひて電気石、鏡鐵礦等を沈澱し、第 2 の stage に於ては石英及黃鐵礦の沈澱と共に礦脈の reopening を生じて綠泥石の微量と、更に多量の黃銅礦と少量の mangano-siderite を沈澱し、最後には閃亜鉛礦、方鉛礦、重晶石等を沈澱し、第 3 の stage には多量の石英と少量の黃銅礦及び黃鐵礦と微量の綠泥石を沈澱し、第 4 の stage には淡紅色の滿掩方解石を生じ、第 5 の stage には之と同成因の pure calcite を生じ、第 6 の stage に於ては少量の石英、方解石、螢石等を沈澱せり。

この各 stage 中、第 2 及第 3 の stage に於て溶液は方解石、絹雲母及綠泥石等を溶出せしめ、そこには主として鏡鐵礦、石英、黃銅礦等より成る box works の構造を作り其後の stage の礦物をその上部に沈澱せり。この leaching solution は、恐らく第 3 の stage 中に上昇したるものの如く、酸性溶液なりしものと考へらる。(Econ. Geol., 31, 156~169, 1936)〔中野〕

4596. 湖南省沅陵縣柳林汉金礦床に就て 熊永先, 程裕洪。

礦床は全部裂隙充填礦床にして、その形態には種々のものあり。大別すれば、層形礦脈、樹枝狀礦脈、扁桃狀礦脈、彎曲礦脈、交錯礦脈の五種に區別せられ、之等は主に地層の bedding, fault, joint 等に沿

ひて生じたる間隙を充填せるものにして金は石英中又は母岩と石英脈との間等に自然金として出で、其他の金屬礦物としては黃鐵礦、方鉛礦、黝銅礦、黃銅礦、斑銅礦等あれども、經濟的には金のみを主眼とせり。

礦床の成因は、その隨伴礦物の種類、母岩の變質程度、礦脈の構造等より、此地方の地層の擾亂後、地下深所にある火成岩体の貫入に引續きて上昇したる熱水溶液が母岩の裂隙を充填して生じたるものにして、脈石中に曹長石の存在することより恐らく mesothermal より hypothermal に亘る温度のものの如く考へらるゝも、高溫性礦物として曹長石の他に普通の隨伴礦物を見ざること及び、附近には更に低温を代表する礦床の接近して存在するものありて、著者は本金礦床は恐らく mesothermal より一部は epithermal に亘りて形成せられたるものならむと云ふ。

(支那地質彙報, 27, 47~54, 1936)〔中野〕 4597. 台灣金瓜石金銅礦床に就て(其二) 第一長仁礦床 齋藤正次

第一長仁礦床はサイレン山の石英安山岩の東方に於て第三紀層と接する部分に胚胎すれど、何等の接觸變成作用を伴はずして、淺熱水性交代礦床に屬す。露頭には嘗て多量の孔雀石、銅藍、自然銅等の他に辰砂、輝安礦等をも發見せられしことあり。礦体は交代礦床に特有なる不規則の形狀を示し周縁部は次第に網狀より礦染狀を経て母岩に移化し、その大さは概略南北に約 40 米、東西に最大 25 米深さは現今の最下底坑道迄約 200 米あり

地表に於ては石英安山岩と第三紀層の分布は簡單なれども、地下に於ては火成岩の分布は著しく増大すると同時に水成岩とは稍錯雜したる關係を示す。第三紀層は砂岩頁岩の互層にして、礦床附近に於ては著しく擾亂せられ、礦床の兩盤には屢々地層の角礫化、地層の複雑なる轉位等ありて礦石は角礫構造を呈せり。この擾亂作用は水成岩層中に激しく、火成岩中には僅かに網狀の裂罅を生ずるのみなり。之恐らく動力をうくる場合に兩岩種の變形する程度の差によるものなるべし。礦化作用はこの破碎帶に著しく行はれたるものなり。この礦化作用は主として硫砒銅礦を多量に有する銅礦の沈澱にして、脈石として石英、重晶石、明礬石、高陵土、デアスボル、硫黃等を隨伴せり。礦石は母岩を著しく交代して塊狀なれども、交代作用著しからざる部分は網狀又は小脈狀を呈す。(地學, 48, 205~208, 1936) [中野]

4598, 臺灣金瓜石金銅礦床に就て(其二)

獅子岩礦床群の礦床 齋藤正次。

金瓜石本山の北東にある第三紀層より成る高地には同一成因より成れる礦床多數ありて之を總稱して獅子岩礦床群と云ふ。礦床は總て交代礦床に屬すれども、礦床及礦石の狀態は第一長仁礦床とは著しく異なれり。即ち一般には硫砒銅礦の量は少なくして、主として珪化母岩中に金の礦染せられたるものにして専ら金礦として價值あり。

礦床は母岩の珪化作用に依て生じ、礦石の大部分は著しく珪化されたる母岩其

物に他ならず。第一長仁礦床の銅礦と獅子岩礦床群の珪化金礦とは恰も黑礦々床の黑礦と珪礦との關係に似たり。礦床は交代礦床と言ふ可きも、金其他の金屬礦物の狀態より觀察すれば寧ろ礦染礦床と稱するを妥當とすべし。

礦石は礦染金礦及珪化作用後に再び生じたる裂罅を充填せる裂罅充填礦の二種に大別せらる。礦染金礦は主として石英及黃鐵礦より成り、時に硫砒銅礦、重晶石、明礬石をも礦染し、含金品位は一般に十萬分の一以下なり。

裂罅充填礦は珪化作用によりて礦染金礦の殆ど成生せられたる後再び生じたる裂罅を充填して生じたるものにして、黃鐵礦、硫砒銅礦、褐鐵礦、石英、重晶石、明礬石等よりなる脈狀、レンズ狀、杏仁狀の礦體にして、礦染金礦中の硫砒銅礦、明礬石、重晶石等は、この裂罅充填礦の時期に成生したるものが珪化礦中に礦染されたる物なるべし。(地學, 48, 208~215, 1936) [中野]

4599, 岩漿分化礦床に於ける礦物の生成溫度と順序 Lindgren, W.

先づ溫度を指示するものとして融點、安定溫度域、變移點、分解點、液体包裹物、色、結晶形、離溶に就て考察し、岩漿より熱水狀態に變化する間に考へらるゝ溶液の狀態及び共存諸礦物特に硫化物、テル、化物、セレン化物並びに金礦床生成狀態に關して從來の考察を述べたる後、彼の私見を披瀝せるものなり。(Am. Inst. Min. Met. Engins., Tech. Pub. 713, 1936) [竹内]

石油礦床學

4600. 石油の集中 Levorsen, A. I.

今日迄は石油礦床の探礦方法として圓頂丘、背斜乃至特殊なる構造等の地質構造を有する地域が主眼とせられたり。而して同方針はその礦床探礦上重要なものなるが、有望なる之等の地質構造が缺乏せざる前に、他の探礦上の指針を考究決定する事が最も重要な事なり。以上の有望なる地質構造の缺乏が石油礦床の存在を否定するものにあらざ、著者は層位的方法をその指針として強調せんとするものなり。層位的 trap は過去に於ける産額の $\frac{1}{4}$ ~ $\frac{1}{3}$ を占むるものなるが之等に関しては未だ科學的に研究せられたるもの極めて少し。この方法を詳細に研究するときは現在迄有望視せられたる地質構造地域外にも多くの礦床を期待し得らるゝものなり。(B. Am. A. Petrol. Geol., 20, 521-530, 1926)〔八木〕

4601. Orange 油田 Deussen, A., Andrau, E. W. K.

Orange 油田は 1913 年に發見せられたる Texas の Gulf Coastal 地方第 2 の深き岩鹽圓頂丘なり。而して 1922 年は最大産油量を示し、424 井の内 318 井が産油井なり。中新期層は Iowa 及び Manvel の深圓頂丘と同様に南北に走る主軸を斜に幾多の斷層によりて數個の地塊に分たれ、中央の地溝が中新期産油帶をなすものなり。漸新期層の産油帶は中新期のその南東に位し、之等は平均 4000' の深に達するものなり。圓頂丘の南方に於ける

油井より産したる heaving shale は圓頂丘の頂部と誤認せる中央地溝の Micksburg 層と Heterostegina 層との不整合を示す材料を提供するものなり。(Bull. Am. A. Petrol. Geol., 20, 531-559, 1936)〔八木〕

4602. High Island 油田 Halbouty, M. T.

High Island 油田は 1922 年に岩鹽圓頂丘の冠岩より産油を見、1931 年には北西より南東方向に overhang 構造の存在を知るに至り現在に於ては東翼に發達するものなり。而して石油は冠岩の overhang の下部、並に頂部の多孔質なる冠岩層の Pliocene, Miocene 層, MDv, Discorbis, Marginulia 帶より産出す。MDv 帶は漸新期の上部にあり下部中新期層に相當し、6 層の砂層を有する最も有望なる帶と推定せらるゝものなり。Discorbis 帶の産油は極限せらるゝも、多量なる産油井はこの帶に屬し、Marginulia 帶は一油層を有するのみなり。石油は 24° A. P. 34° A. P. I 及び 40° A. P. I の比重の三つの型に分類せらる。(Bull. Am. A. Petrol. Geol., 20, 560-611, 1936)〔八木〕

4603. 石油 ceresin 中の環狀化合物 Müller, J., Pilat, S.

Boryslaw の石油から得たるアスファルトより分離せる ceresin を精製して各餾油に就きて分析せる結果によれば H_2 が少量にして paraffin 類とは推定し得ざるものなり。この比重、屈折率、粘稠度等を測定せる結果によれば環狀構造の炭化水素と推定せらる。Boryslaw の ozokerite

は paraffin 類の炭化水素類よりなり環狀炭化水素は殆ど存在せざるも、Boryslaw 石油より asphalt 及び resin を除去したるものより得たる ceresin は環狀及びパラフィン系炭化水素の混合物にして主として前者より成るものなり。以上の事實によりて考ふるも、asphalt より分離したる ceresin は polymethylic rings の環狀炭化水素と推定せらる。(J. Inst. Petrol. Tech., 21, 887~897, 1935)〔八木〕

4604. 五酸化磷によるエチレン重合 Ma- lischer, W.

五酸化磷 5 grs 及びランプ煤 5 grs とをオートクレフに入れ、エチレン 瓦斯を入れ 20°C に於て 65 氣壓にして熱するとき 110°C に於て氣壓の急激なる減少を示し 260°C に熱したり。而するときは 40% のエチレンが重合し 39.5% の炭化水素類と水とを得たり。この重合せる炭化水素は臭素價は 30 にして、約 5% の芳香族炭化水素及び硫酸處理により 65% のナフテン炭化水素及びパラフィン炭化水素を得たり硫酸處理せるものゝ成分は $C=85.2\%$, $H=14.9$ にして略々ナフテン系炭化水素の成分に近く臭素價は全く無きものなり重合作用は五酸化磷が磷酸の如くなりて接觸作用となす事によるものなり。(Zt. Petrol., XXXII, 19, 1~3, 1936)〔八木〕

窯業原料礦物

4605. 高温に於ける磁器の流性 Norton, F. H.

著者は歪力と温度の廣い範圍に涉りて
の呈する流性を研究せり。試験体と

して加里長石 25% ; Flint 25% ; No.1 English china clay 35% , Knetucky ball clay 15% よりなる長さ 20 吋、直径 $5/16$ 吋の棒を作りこれを 1300°C に 2 時間加熱せるものを使用し、この棒を電氣爐内に挿入し、荷重をかけ、温度を上昇せしめてその延びを測定し、延びと時間との關係、歪力と流性度の關係、歪力と温度との關係等を求めたり。流性は常に一樣なる度合に達するも時には 400 時間を要する事あり。一定の條件にて作られたる結晶と硝子よりなる磁器は一定の流性の法則に従ふものなる事が知られたり。可塑性を示す範圍に於ける歪力、温度、及び流性度の關係は次の二式にて示さる。一定温度にては $V=k_1 F^a$ 又一定の流性度の場合には $t=k_2 \log F+b$ なり。此處に t は温度、 V は流性度、 F は歪力、 a , b , k_1 , k_2 は各恒數なり。(Am. Cer. Soc., 19, 129~134, 1936)〔待場〕

4606. 酸化鐵を含む硝子(IX) 不破 橘三。

曹達石灰珪酸硝子及びこの硝子の石灰 1% を酸化鐵の同量を以て置換せる硝子の調合に還元劑として金屬粉末を種々なる量に加へて熔融せる硝子の色の變化、酸化鐵の酸化度の變化及び硝子の透過曲線を求めたり。この結果に依れば、前者の試料の硝子の色は亜鉛又はマグネシウムを加へても殆んど變化なく、僅かに黄色を帶ぶるに對し、アルミニウム 0.5 % にて淡灰色、1% にて黒灰色を呈せり。硝子中に存在する還元性物質の量は此等の金屬の添加量を増加するに比例して増加

す。後者の試料の硝子の色は亜鉛又はマグネシウムの少量に依り青色を呈するも添加量を増大するに伴ひて黄色を帯ぶるに至る。アルミニウムは少量に依り青色を呈するも、その量を増加する時は灰色となる。硝子中の $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{FeO}_2\text{O}_3$ の百分率は金屬還元剤の添加量の増加に伴ひて大となりたり。更に此等金屬粉末の代りに鹽化第一錫を添加して同様の實驗を行ひたり。(窯業協會雜誌, 44, 297~306, 368~375, 昭和 11 年)〔大森〕

4667, 硝子態のX 線的研究 Valenkof, N., Poray-Koshitz, E.

筆者等は異なる方法に依りて生成せる玻璃硝子及び異なる時間處理せる曹達珪酸硝子をX 線的に研究せり。全く熔融せる石英硝子の最大濃度廻折角は $2\theta=21^\circ 16'$ にして、この外側に認めらるゝ極めて弱きものそれは 83° なり。次に 1760° にて 20 分間熔融せる硝子は新らしく廻折線を生じ、これはクリストバル石及び鱗珪石の混合物を同じ状態にて熔融せるものにも認めらる。これ等の廻折角は $21^\circ 16'$, 36° , 48° , 64° 及び 83° なり。次に五種の異なる成分を有する曹達珪酸硝子に就て同様な實驗を行ひたるに、溫度を上昇すると共に硝子の加熱時間を増加する時は廻折角に新らしき最大値が生じ、この廻折線の濃度と形は結晶態に現はれるものに接近する事を認めたり。(Nature, 137 273~274, 1936)〔大森〕

4608, 石英・クリストバライト及び鱗石英の熱容量 Anderson, C. T.

石英並に之を 1600°C に加熱して得た

る cristobalite, 及び Na_2WO_4 と 1250°C に於て加熱して製したる tridymite に就いて熱容量を決定し、夫々の entropy を計算せりその結果は次の如し。

石 英	10.06
cristobalite	10.32
tridymite	10.52

(Jour. Amer. Chem. Soc., 58, 568~570, 1936)〔吉木〕

4609, $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ と可溶性 CaSO_4 Caspari, W. A.

Plaster of Paris と呼ばるゝ硫酸石灰の hemihydrate を合成して長さ 5~6 mm の柱狀品を得たり。その形態並に蝕像は trigonal system に屬す。 $a=6.82, \text{\AA}$ $c=6.24 \text{\AA}$ にして 3 分子の CaSO_4 を含み、Space group は D_{3d}^1 又は D_{3d}^3 とせり。本結晶の成分を $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ とすれば $d=2.87$ となり斜方無水型のそれと近似し不合理なり。今 hemihydrate を濃硫酸上に於て、又は 130°C に加熱して脱水せしめしものは白色不透明の假品をなせる無水物を得る。この X 線像は前の hemihydrate と全く一致を見、 $d=2.70$ となる故に hemihydrate と soluble anhydrite とは同一結晶種に外ならず、水は沸石の場合の如く結晶格子の空隙に吸着水として入るものと説明せり。(Proc. Roy. Soc., A, 155, 41~48, 1936)〔吉木〕

4610, 硝子の構成 Büssem, W., Weyl, W.

Tammann の Unterkühlte Flüssigkeite の説に對し、硝子の軟化溫度域に於ける物理的性質の不連續的變化は説明し難き

ため、物質の第四態を考ふる人も生じたり。Goldschmidt 及び Zachariasen 等の *vetreous oxide* の考察により硝子の構造に於ける原子の排列に關する假説が現はれたり。是より先き、X 線による硝子の *diffraction pattern* は實驗せられたりしが、その結果の解釋には首肯せらるものなかりき。然るに 1930 年 Randall 等により *crystallite hypothesis* が提唱せられたりしが、これには矛盾多く次で Warren の解釋により、*random network hypothesis* が生れたり。本説は實驗結果と計算との一致を見たる所に確實性を有し、他方また Zachariasen の説とも調和せり。(Natur wissen, 24, 324~331, 1936)〔吉木〕

石 炭

4611, 獨逸産褐炭灰中に於ける稀有元素 Fuchs, W.

筆者は褐炭より製出せる活性炭の活性度に關聯して、Cologne 産褐炭の精密分析を行ひたるに、重量分析に於ては Ca 35.6%, Al 1.6, Fe 10.7, Mg 4.8, Mn 0.35, Si 3.31, Na 2.3, K 0.2, P 0.2, 又分光分析に於ては Cu, Pb, $10^{-3} \sim 10^{-4}$, Ba, Sr, Bi, Ni, Zn, Ti $10^{-4} \sim 10^{-5}$, Au $10^{-5} \sim 10^{-6}$ を得たり。この結果を地殻及び植物の平均含有量と比較するに Ca, Mg, Mn 等は褐炭中に濃縮され、Si, Al も亦略

同様にして、K 及び P は洗除されその含有量を低下せり。又極めて微量に存在する元素類は炭化の過程に極めて重大なる影響を與ふるものの如し。(Ind. Eng. Chem. 27, 1099, 1935)〔大森〕

4612, 臺灣の石炭 臺灣總督府殖産局

臺灣に於ける石炭の産地は新竹州下大安溪より北東海岸に達する一帯にして、三種の炭系が褶曲或は斷層に依り反覆して露はれ、二十九個の炭系を生ず。この三系を上部石炭系(或は南庄炭系)中部石炭系(或は四脚亭炭系)及び下部石炭系(外木山炭系)と稱し、各炭系は夫々數炭層より成る。主要炭層の間隔は上部、中部約 1200 米、中部下部約 1000 米なり。この中、中部石炭系は臺灣炭を代表するものにして、分布面積最も大なり。上部石炭系は新竹州に又下部石炭系は臺北州に發達す。此等の石炭を夾む地層は新第三紀層にして、主として砂岩及び頁岩の累層より成り、時に薄き石灰岩層及び凝灰岩層を夾み、屢々安山岩、玄武岩の噴出に依りて著しく褶曲し、炭層は多く 40° 内外の傾斜を示し時に直立するものもあり。此等の石炭の特徴は灰分の含有量少きこと、發熱量大なること揮發分多きこと及び粘結性強大なることなり。(石炭時報, 11, 46~55, 124~131, 昭和 11 年)〔大森〕

本 會 役 員

幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	瀬戸 國勝	會計主任	高根 勝利
圖書主任	八木 次男		

本 會 顧 問 (五十番順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城
木村 六郎	佐川榮次郎	佐々木敏綱	杉本五十鈴	竹内 維彦
立岩 巖	田中館秀三	德永 重康	中尾謹次郎	中村新太郎
野田勢次郎	原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男
保科 正昭	本間 不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚
井上禧之助	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次	

本誌抄録欄擔任者 (五十番順)

大森 啓一	河野 義禮	鈴木廉三九	瀬戸 國勝	高橋 純一
竹内 常彦	高根 勝利	鷗見志津夫	中野 長俊	根本 忠寛
待場 勇	八木 次男	吉卜 文平	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和十一年七月廿五日印刷

昭和十一年八月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内
日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河 野 義 禮

印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地
鈴 木 杏 策

印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地
東北印刷株式會社
電話 287番・860番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内
日本岩石礦物礦床學會
會費發送先
右會内 高 根 勝 利
(振替仙臺 8825番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓 (前納)
一ヶ年分 六圓

賣 捌 所

仙臺市國分町
丸善株式會社仙臺支店
(振替仙臺 15番)
東京市神田區錦丁三丁目十八番地
東 京 堂
(振替東京 270番)本誌定價(郵稅共) 一部 60錢
半ヶ年分 豫約 3圓30錢
一ヶ年分 豫約 6圓50錢
本誌廣告料 普通頁1頁 20圓
半年以上連載は 4割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Structural features of the Eastern Tsugaru Oil-field.....
..... J. Takahashi, *R. H.*, T. Yagi, *R. S.*
- A new method of determinating the extinction angle of
monoclinic minerals, especially of pyroxenes and amphiboles,
by means of random sections.....T. Nemoto, *R. S.*
- A report of the second survey of the new volcanic island
in the prefecture of Kagoshima.....H. Tanakadaté, *R. S.*
- Short articles:
- Re-examination of space group of cancrinite.....K. Takané, *R. H.*
- Rutheniosmiridium, a proposed new mineral.....S. Aoyama, *R. H.*
- Micro-components in lavas from Asama volcano.....
.....K. Kimura, *R. H.*, H. Itô, *R. S.*
- Editorials and Reviews:
- On silver in galena (2).....M. Watanabé, *R. H.*

Abstracts:

- Mineralogy and Crystallography.* On the symmetrical extinction
angle of plagioclase etc.
- Petrology and Volcanology.* The idea of contrasted differentiation etc.
- Ore deposits.* Hydrothermal experiments on lead and zinc minerals etc.
- Petroleum deposits.* Concentration of oil etc.
- Ceramic minerals.* Fluidity of porcelain at high temperatures etc.
- Coal.* Rare elements in German lignite ashes etc.

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology, Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.

昭和十一年七月二十五日印刷
昭和十一年八月一日發行
岩手縣立博物館
地質部
第廿六卷
第二號